1430

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XV

1930

CU 1 HARTĂ GEOLOGICĂ, 2 PLANŞE CU PROFILE, 3 PLANŞE CU MICROFOTOGRAFII, 4 PLANŞE CU VEDERI FOTOGRAFICE, 12 PLANŞE CU FOSILE ŞI ROCE, 71 FIGURI ÎN TEXT.

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1931

Institutul Geologic al Romaniei

Institutul Geologic al României

01430

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

COMITETUL GEOLOGIC
BIBLIOTECA

VOLUMUL XV

1930

CU 1 HARTĂ GEOLOGICĂ, 2 PLANŞE CU PROFILE, 3 PLANŞE CU MICROFOTOGRAFII, 4 PLANŞE CU VEDERI FOTOGRAFICE, 12 PLANŞE CU FOSILE ŞI ROCE, 71 FIGURI ÎN TEXT.

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1931

Institutul Geologic al României

Redacțiunea Anuarului Institutului geologic al României este sub îngrijirea d-lui profesor SAVA ATHANASIU.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL-CONTENU

	Pagina
AL. CODARCEA. Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fer-Bocşa Montană (Judeţul Caraş, Banat).	1
— Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer-Bocşa Montană (Banat, Roumanie)	261
TH. VĂSCĂUŢANU. Formaţiunile siluriene din malul românesc al Nistrului. . . .	425
— Les formations siluriennes de la rive roumaine du Dniester. . .	585

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI ÎN ANUL 1930

Membru de onoare: Mathei M. Drăghiceanu, Inginer de Mine.

Director: Dr. I. P.-Voiteşti, profesor universitar.

Subdirector: Dr. Gheorghe Macovei, profesor la Şcoala Politehnică.

SERVICIUL GEOLOGIC

Secţia geologică

Dr. Ştefan N. Cantuniari, geolog şef cl. I.
Dr. Otto Protescu, geolog şef cl. III.
Dr. Erich Jekelius, geolog şef cl. III.
Dr. Horia Grozescu, geolog şef cl. III.
Dr. Ion S. Atanasiu, geolog şef cl. III.
Dumitru Ştefănescu, geolog cl. I
Dr. Theodor Kräutner, geolog cl. I.
Gheorghe G. Murgeanu, geolog cl. I.
Alexandru Codarcea, geolog cl. II.
Dr. Mircea Savul, geolog cl. III.
Miltiade G. Filipescu, geolog cl. III.
Dr. Mircea Paucă, geolog cl. III.
Mircea Ilie, geolog asistent.
Dr. Dan Giuşcă, geolog asistent.
Ştefan Ghika-Budeşti, geolog asistent.
Gheorghe Manolescu, geolog asistent.

Secţia de geologie economică şi prospecţiuni

Toma Petre N. Ghiţulescu, inginer ordinar cl. II.
Iulian Gavăt, inginer ordinar cl. II.
Mircea Socolescu, inginer ordinar cl. II.
Sabba S. Ştefănescu, inginer ordinar cl. III.
Gheorghe Russo, inginer ordinar cl. III.
Constantin R. Brătescu, inginer ordinar cl. III.
Teodor Bărbat, inginer ordinar cl. III.
Vasile Lăpuşanu, conductor technic minier.

Institutul Geologic al României

Biroul Cartografic

Fredi R. Wahnig, șeful biroului cartografic, subdirector cl. I.
Anton D. Hagiu, desenator-cartograf, șef de serviciu cl. II.
Dumitru Țoiu, litograf, șef de birou cl. I.
Octav Stoian, desenator-cartograf, șef de birou cl. II.
Ioan Petrescu, desenator, șef de birou cl. II.
Paul Boltres, fotograf, șef de birou cl. II.
Pamfil P. Polonic, desenator, subșef de birou cl. I.

Biblioteca și Biroul publicațiilor

Alexandrescu Nistor, bibliotecar.
Gh. T. Niculescu, șef de serviciu cl. I.
Constantin Olteanu, șef de serviciu cl. II.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

Dr. Teodor Saidel, chimist șef cl. I.
Dr. Petre Enculescu geolog șef cl. I.
Emil I. Protopopescu-Pake, geolog șef cl. II.
Nicolae C. Cernescu, chimist cl. II.
Mircea Popovăț, geolog asistent.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

Dr. Emil Casimir, chimist șef cl. I.
Eliza L. Zamfirescu, chimist șef cl. III.
Petre Petrescu, chimist cl. I.
Dr. Constantin Creangă, chimist cl. I.
Alexandrina Popescu, chimist cl. III.
Mihail Dimitriu, chimist cl. III.
Pașca Victoria, chimist asistent.

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Administrația: Gheorghe Petrescu, director cl. II.
Christache Nastea, șef de serviciu cl. III.
Elena Kish, șef de birou cl. I.

Intendența: Mihai Marin, intendent.

Atelierul mecanic și de tâmplărie:

Ilie Negulescu, mecanic șef cl. III.
Constantin Stan, șofer.
Ștefan Drăghici, ajutor-mecanic.
Alexandru Pop, tâmplar, laborant cl. II.

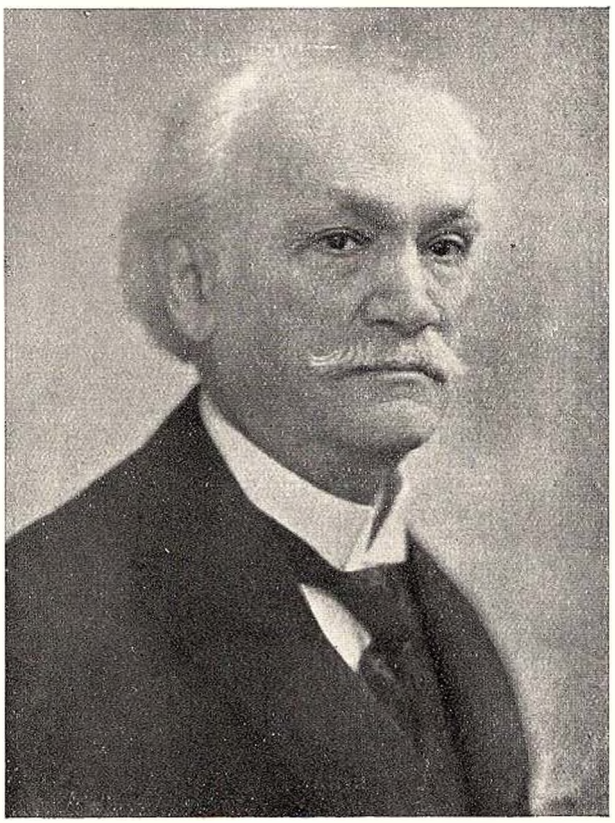
Institutul Geologic al României

Atelierul de secțiuni subțiri:

PETRE SOVATI, preparator cl. I.
MARTIN ENEDI, laborant cl. I.

Preparatori și laboranți: DUMITRU VOICU, preparator cl. I.
CONSTANTIN GH. ILIESCU, preparator cl. I.
THEODOR THEODORESCU, laborant cl. I.
DUMITRU IORDAN, laborant cl. I.
MAFTEI CIURLA, laborant cl. II.
GHEORGHE POTOR, laborant cl. II.
ILIE VIEZURE, laborant cl. II.
ION MAREȘ, laborant cl. II.
NICOLAE I. VOINEA, laborant cl. III.
DAVID MURARIU, laborant cl. III.
PETRE VECSERDI, laborant cl. III.
NICOLAE BĂLĂNESCU, laborant cl. III.
DUMITRU BARBONEA, laborant cl. III.
MIHAI GHEORGHE, laborant cl. III.

Institutul Geologic al României



SABBA ȘTEFĂNESCU

Institutul Geologic al României

SABBA ȘTEFĂNESCU
(1857—1931)

In ziua de 16 August, s'a stins din viață SABBA ȘTEFĂNESCU, fost profesor de Paleontologie la Universitatea din București, fost decan al Facultății de Științe și membru corespondent al Academiei Române.

Născut la Craiova în anul 1857, SABBA ȘTEFĂNESCU a urmat școala primară și liceul în orașul său natal. In anul 1876, s'a înscris la Facultatea de Științe din București, iar în 1880 a plecat la Paris, unde a obținut diploma de licențiat în Științe Naturale.

Indată după întoarcerea sa în țară, a fost numit profesor de Științe Naturale la Școala Comercială și la Liceul Sf. Sava din București. Mai târziu, în 1893, este numit director la acest liceu.

Ca profesor secundar, SABBA ȘTEFĂNESCU s'a distins în mod excepțional. Cultură vastă, personalitate distinsă, spirit metodic, suflet sincer și deschis, corect până la mecanizare, el a întărit în sufletul elevilor respectul și dragostea de învățătură.

In materie didactică, a publicat cărți elementare de Zoologie și Botanică, de Cosmografie, de Chimie și Mineralogie, de Fiziografie și de Geologie, pentru uzul școlilor secundare. De aceste cărți scrise într'un stil concis și clar și cu admirabile figuri în text, s'au folosit numeroase generații de școlari cari au găsit în ele noțiuni precise cu privire la regnul animal, vegetal și mineral, precum și explicarea diferitelor fenomene ale naturii, în lumina adevărului științific.

Crearea serviciului geologic pe lângă Ministerul Lucrărilor Publice, aduce pe SABBA ȘTEFĂNESCU în rândul acelei falange de cercetători, în frunte cu GRIGORE ȘTEFĂNESCU, chemați să se ocupe cu studiile geologice în vederea alcătuirii hărții geologice în România.

Pe terenul geologiei, SABBA ȘTEFĂNESCU a lucrat mult în regiunile muntoase și deluroase ale țării, în special în Oltenia și Muntenia. A publicat, între anii 1881—1896, numeroase studii geologice și paleontologice, din cari se desprinde o rigurozitate în observațiuni și o solidă educațiune științifică.

In anul 1896, a plecat la Paris unde în 1897 și-a luat diploma de doctor cu mențiunea «très honorable» pentru lucrarea sa «*Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution a l'étude stratigraphique*» făcută sub

Institutul Geologic al României

conducerea profesorului MUNIER-CHALMAS dela Facultatea de Științe. In 1898, este numit membru corespondent al Academiei Române. In această calitate are însărcinarea, din partea Academiei Române, să supravegheze tipărirea operei postume a lui DIMITRIE BRÂNDZĂ, intitulată « Flora Dobrogei » pe care o duce la bun sfârșit.

In anul 1905, a fost numit profesor de Paleontologie la Universitatea din București, unde a profesat până la 1 Octombrie 1929, când s'a retras dela universitate din cauza limitei de vârstă.

Ca profesor universitar, SABBA ȘTEFĂNESCU, pe lângă activitatea sa didactică exprimată în cursul său de Paleontologie, a publicat o serie de 30 note în « Comptes-rendus de l'Académie des Sciences » din Paris, cu privire la filogenia Elefanților și Mastodonților. Aceste note au fost reunite într'un volum cu optzeci de planșe explicative, intitulat « 30 *Notes sur l'organisation des molaires et sur la phylogénie des Elephants et des Mastodontes* ». *Université de Bucarest* 1927.

Activitatea lui SABBA ȘTEFĂNESCU apare bogată și în alte direcțiuni, fie culturale, fie de ordin social și patriotic. La 11 Ianuarie 1905, a fost numit membru în Consiliul Permanent de Instrucțiune. In Ministerul de Instrucție Publică a avut și însărcinarea de secretar general.

In 1923 a fost numit membru în senatul universitar.

La 4 Maiu 1927, trece decan al Facultății de Științe, unde a dovedit a fi un om de legi și un înțelegător al nevoilor studențimii. A fost membru activ al Societății Regale Române de Geografie unde a ocupat și demnitatea de secretar general.

In viața politică a fost un permanent apărător al ordinei sociale. Ca senator și deputat în diferite legislaturi, a rostit numeroase cuvântări în chestiuni de școală.

In 1909 a scos și o revistă politico-didactică intitulată « Indreptarea Invățământului ».

Din puținele date expuse, se vede cât de mare și bogată a fost activitatea științifică a profesorului SABBA ȘTEFĂNESCU.

Și acum, nu pot aduce o mai potrivită încheiere pentru o asemenea viață, decât îndreptând gândul spre cel ce a fost un îndrăgostit al naturii, un cercetător perseverent care, înzestrat cu puteri intelectuale caracteristice poporului românesc, printr'o voință neînvinsă și o putere uriașă, întocmai ca arborii din pădure, s'a înălțat tot mai sus spre lumina soarelui spre a nu rămâne în umbra necunoscutului. Abnegațiunea și sentimentele lui de datorie ne va fi deapururea o pildă și memoria lui va fi mereu amintită de generații, la educația cărora a contribuit într'o măsură așa de înaltă.

Dr. O. PROTESCU

Institutul Geologic al României

SABBA STEFANESCO
(1857—1931)

Le 16 août dernier s'est éteint SABBA STEFANESCO, ancien professeur de paléontologie à l'Université de Bucarest, ancien doyen de la Faculté des sciences et membre correspondant de l'Académie Roumaine.

Né à Craïova en 1857, SABBA STEFANESCO suivit les cours de l'école primaire et du lycée de sa ville natale. En 1876, il s'inscrivit à la Faculté des sciences de Bucarest, partant ensuite pour Paris en 1880, où il obtint le diplôme de licencié ès sciences naturelles.

Dès son retour en Roumanie, il fut nommé professeur de sciences naturelles à l'École de commerce et au lycée St. Sava de Bucarest. Plus tard, en 1893, il devint directeur de ce lycée.

SABBA STEFANESCO s'est distingué d'une façon exceptionnelle comme professeur de l'enseignement secondaire. Par sa vaste culture, sa personnalité distinguée, son esprit méthodique, son âme sincère et ouverte, correcte à l'excès, il a su développer dans l'âme de ses élèves le respect et l'amour de l'instruction.

En matière d'enseignement il a publié des ouvrages élémentaires de zoologie, botanique, cosmographie, chimie, minéralogie, physiographie et de géologie destinés à l'usage des écoles secondaires. De nombreuses générations de collégiens ont utilisé ces livres rédigés dans un style à la fois concis et clair et illustrés d'admirables gravures, et y ont trouvé des notions précises concernant les règnes animal, végétal et minéral, ainsi que l'explication des divers phénomènes de la nature à la lumière de la vérité scientifique.

La création d'un service géologique près le ministère des Travaux Publics fit venir SABBA STEFANESCO parmi les chercheurs qui, sous la direction de GRÉGOIRE STEFANESCO, furent chargés de se livrer à des études géologiques en vue de dresser la carte géologique de la Roumanie.

Dans le domaine de la géologie, SABBA STEFANESCO s'est livré à de nombreux travaux dans les régions des montagnes et des collines, particulièrement en Olténie et en Valachie. Il a fait paraître, de 1881 à 1896, de nombreuses études géologiques et paléontologiques, qui font ressortir son souci d'observation rigoureuse et son éducation scientifique accomplie.

En 1896, il partit pour Paris où, en 1897, il fut reçu docteur avec la mention « très honorable », sa thèse intitulée « *Étude sur les terrains tertiaires*

Institutul Geologic al României

de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique» ayant été élaborée sous la direction du professeur MUNIER-CHALMAS de la Faculté des sciences. En 1898, il est nommé membre correspondant de l'Académie Roumaine. En cette qualité, il fut chargé par l'Académie Roumaine de diriger l'impression de l'oeuvre posthume de DÉMÈTRE BRANDZA intitulée « La Flore de la Dobrogea », tâche qu'il mena à bonne fin.

En 1905, il est nommé professeur de paléontologie à l'Université de Bucarest, où il professe jusqu'au 1-er octobre 1929, date à laquelle il quitte l'Université, ayant atteint la limite d'âge.

Comme professeur universitaire, SABBA STEFANESCO, outre son activité enseignante, représentée par son cours de paléontologie, a publié dans les « Comptes-rendus de l'Académie des Sciences » de Paris, une série de 30 notes consacrées à la phylogénie des éléphants et des mastodontes. Ces notes ont été réunies en un volume contenant quatre-vingt planches explicatives, intitulé « 30 *Notes sur l'organisation des molaires et sur la phylogénie des éléphants et des mastodontes* ». Université de Bucarest 1927.

L'activité de SABBA STEFANESCO apparaît également vaste dans d'autres directions, soit d'ordre intellectuel, soit d'ordre social et patriotique. Le 11 anvier 1905, il est nommé membre du Conseil permanent de l'Instruction publique. Il a, en outre, rempli la haute charge de secrétaire général du ministère de l'Instruction publique.

En 1923, il est nommé membre du sénat universitaire.

Le 4 mai 1927, il devient doyen de la Faculté des Sciences, où il s'est montré respectueux des lois et plein de sollicitude pour les étudiants. Il a été membre actif de la Société royale roumaine de géographie, dont il a également été le secrétaire général.

Dans la vie politique, il s'est manifesté comme un défenseur vigilant de l'ordre social. Elu à plusieurs reprises soit sénateur, soit député, il a prononcé de nombreux discours dans les débats relatifs à l'enseignement.

Il fit paraître en 1909 une revue consacrée à la politique et à l'enseignement, intitulée « *Indreptarea Invățământului* ».

D'après ces quelques données on peut se rendre compte combien a été fertile l'activité scientifique du professeur SABBA STEFANESCO.

Et maintenant, je ne saurais mieux terminer le récit d'une telle vie qu'en dirigeant ma pensée vers celui qui fut un passionné de la nature, un savant persévérant qui, doué des forces intellectuelles propres au peuple roumain, par une volonté inébranlable et un labeur tenace, a su, pareil aux arbres de la forêt, s'élever toujours plus haut vers la lumière du soleil pour fuir les ténèbres de l'ignorance. Son abnégation, sa conscience du devoir nous seront toujours des exemples. Sa mémoire demeurera à jamais dans l'esprit des générations à l'éducation desquelles il a contribué dans une si large mesure.

Dr. O. PROTESCO

Institutul Geologic al României

LES TRAVAUX SCIENTIFIQUES DU PROFESSEUR SABBA STEFANESCO

1. *Studiu geologic asupra împrejurimilor Craiovei.* Revista Ştiinţifică, II-ème série, tome II, No. 13, Bucarest, 1881.

   L'auteur y relève les faits venant confirmer que la vallée du Jiu est d'âge quaternaire et qu'elle n'est pas due à l'érosion du Jiu actuel.

2. *Noui observaţiuni geologice în Dobrogea.* Revista Ştiinţifică, II-ème série, tome II, XII-ème année, 1882.

3. *Memoriu relativ la geologia judeţului Dolj.* Anuarul Biuroului Geologic, 1882/83. Bucarest, 1883.

   Dans cet ouvrage, l'auteur établit, au point de vue morphologique, l'existence de quatre terrasses descendant par marches successives du N au S pour finir dans les prés du Danube. Il constate également, dans la région des collines et des plateaux, l'existence de dépôts pliocènes, dont il établit le synchronisme par rapport aux « Paludinenschichten » des géologues autrichiens, et donne aussi la description de quelques espèces fossiles existant dans les vallées du Jiu et de l'Amaradia.

4. *Memoriu relativ la geologia judeţului Argeş.* Anuarul Biuroului Geologic. 1882/83, No. 2, Bucarest, 1884.

   Dans les premières pages, l'auteur démontre que la plupart des vallées de ce district sont d'origine mixte — érosion et tectonique — et dans les pages suivantes il établit l'existence, dans la région des montagnes, des formations suivantes: 1. De schistes cristallins représentés par des micaschistes ordinaires et grenatifères, des schistes amphiboliques, ardésiens, sériciteux et porphyroïdes, des quartzites schisteux et des calcaires métamorphiques. Il mentionne également l'existence de diorites devant la montagne Mâzgav. 2. De dépôts tertiaires formés de trois séries: Eocène, Miocène et Pliocène. Il donne la première description qui ait été faite des dépôts éocènes à *Nummulites* des localités de Găujani, Băiaşi, Titeşti, Căpăţineni et Sălătrucu-Mare. Dans la partie finale de cette étude il émet quelques remarques critiques sur l'étude de G. PRIMICS: « Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges ».

5. *Memoriu relativ la geologia judeţului Mehedinţi.* Anuarul Biroului Geologic, 1882/1883. Bucarest 1888.

   L'auteur montre que les dépôts entrant dans la constitution du sol du district de Mehedinţi sont représentés par des schistes cristallins et les groupes tertiaire et quaternaire, dont il donne une description détaillée. Il établit l'âge jurassique des calcaires s'étendant le long de la vallée de la Cerna et attribue aux conglomérats de Gura Văii l'âge éocène et non pas pliocène, comme on l'avait supposé jusqu'alors. Il soumet, en même temps, à un examen minutieux les dépôts compris entre Bahna et Dealul Curchia, dont il établit le synchronisme par rapport au « Tegel » et au « Leithakalk » du bassin de Vienne.

6. *Harta geologică a României publicată de Mathei M. Drăghiceanu.* Bucarest 1891.

   Etude critique des données géologiques enregistrées sur cette carte par l'auteur.

Institutul Geologic al României

7. *Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Mărculești dans le Bărăgan de Ialomitza* (Roumanie). Bulletin de la Société Géologique de France. Tome XXII, 1891.

   L'auteur y étudie les matériels pétrographique et paléontologique provenant du sondage effectué à Mărculești jusqu'à 326 m. de profondeur et détermine, sur la base de fossiles, le Levantin, le Pontien, le Sarmatien et probablement aussi le Crétacé.

8. *L'extension des couches sarmatiques en Valachie et en Moldavie* (Roumanie). Bulletin de la Société Géologique de France. Tome XXII, 1894.

   L'auteur montre dans cette étude l'extension du Sarmatien en Roumanie et attire l'attention sur une faune mixte (marine et lacustre) rencontrée entre Bohotin et Răducăneni, qu'il dénomme « couches de transition » et rapproche de l'étage sarmatien.

9. *L'âge géologique des conglomérats tertiaires de la Muntenia* (Roumanie). Bulletin de la Société Géologique de France. Tome XXII, 1894.

   L'auteur prouve dans cette étude que les conglomérats tertiaires figurant sur la carte géologique générale de la Roumanie sous l'âge éocène appartiennent en réalité à plusieurs étages géologiques, à savoir: ceux de la région Săcel (Gorj) sont d'âge sarmatien, ceux de Ilovăț (Mehedinți) font partie de l'étage méditerranéen et sont synchroniques par rapport au « Leithakalk » et au « Tegel » de Baden, et enfin ceux de Sălătrucul-Mare (Argeș) sont d'âge éocène.

10. *Calcaire de Podeni, vallée de la Lopanda, district de Prahova* (Roumanie). Bulletin de la Société Géologique de France. Tome XXV, 1897.

    L'auteur y étudie un calcaire cristallisé à *Rudistes, Polipiers, Bélemnites* et *Ammonites*, auquel il attribue l'âge crétacé (néocomien) en se basant sur la présence dans ce calcaire du genre *Hoplites* cfr. *pexiptychus* UHLIG.

11. *Contribution à l'étude des faunes éogène et néogène de Roumanie.* Bulletin de la Société Géologique de France. Tome XXV, 1897.

    L'auteur y décrit quelques espèces de mollusques rencontrées dans le Tertiaire de Roumanie.

12. *Etude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et levantines.* Mémoire de la Société Géologique de France. VI-ème volume, No. 15. Paris, 1896.

    Cet ouvrage comprend deux parties: dans la première, introductive et paléogéographique, l'auteur montre la manière dont ont évolué la mer et le lac sarmato-pliocène, ainsi que l'extension des faunes sarmatienne, pontienne et levantine en Roumanie; dans la seconde, il diagnostique les divers genres et espèces existant dans les couches néogènes supérieures en Roumanie. L'auteur insiste tout particulièrement sur la signification des faunes pontienne et levantine et attire l'attention sur le caractère particulier de la faune levantine, représentée par les formes d'*Unionides* et de *Vivipares* carénées. Sur 12 planches, admirablement exécutées, sont représentées, par séries de genres, toutes les formes pliocènes existant d'une extrémité de la Roumanie à l'autre. Y sont décrits 6 genres, 40 espèces et 10 sous-espèces, uniquement des formes nouvelles.

13. *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique.* Lille, 1897.

    Ce travail, qui est en même temps la thèse de doctorat de l'auteur, résume ses recherches détaillées sur le Tertiaire de Roumanie. C'est le premier ouvrage stratigraphique d'ensemble sur les dépôts tertiaires de toute la Roumanie. Après la partie introductive, dans laquelle l'auteur montre qu'en procédant à la répartition

Institutul Geologic al României

des systèmes éogène et néogène il a tenu compte des analogies existant entre les dépôts de même âge situés en Roumanie et ceux situés dans les pays voisins, il passe à l'étude stratigraphique des terrains tertiaires du pays. L'ouvrage comprend deux parties. Dans la première, l'auteur fait un historique détaillé de la manière dont a évolué l'interprétation des divers termes stratigraphiques paléogènes et néogènes dans les pays voisins par comparaison à la Roumanie; dans la seconde partie du livre, il s'occupe de l'extension en Roumanie des dépôts paléogènes et néogènes. Une carte à l'échelle de 1: 2.000.000 est adjointe à l'étude, et c'est la première carte géologique sérieuse qui ait été publiée en Roumanie.

14. *Stratele geologice din regiunea Bucureştilor*. Buletinul Societăţii Geografice Române. Bucarest, 1907.

L'auteur montre que la ville de Bucarest est construite sur la terrasse quaternaire de la rivière Dâmboviţa et que sous le Quaternaire se trouvent, jusqu'à une profondeur de 250 m., des argiles gris-vert levantines. S'appuyant sur les données fournies par les sondages de Cotroceni, Mărculeşti et Ciurel, il prévoit quel sera le profil géologique du sondage de 1000 m. de Filaret et indique que l'on rencontrera sous les dépôts levantins des dépôts pontiens, sarmatiens et probablement crétacés.

15. *Genul Alces în România*. Indreptarea Invăţământului. I-ère année, No. 3, 1909.

L'auteur y décrit pour la première fois une corne d'Alces trouvée sur la propriété de Gr. G. Cantacuzino, dans la commune d'Edera, district de Prahova.

16. *Notes sur l'organisation des molaires et sur la phylogénie des éléphants et des mastodontes*. Université de Bucarest. Travaux du laboratoire de paléontologie, Bucarest, 1927.

Dans cet ouvrage d'une haute valeur scientifique, l'auteur se propose d'étudier l'organisation des molaires et la phylogénie des mastodontes et des éléphants d'après d'autres critériums que ceux connus jusqu'à présent. Il y montre que si l'on découvre la face radicinale de la couronne des molaires chez les éléphants fossiles et que l'on examine chaque lame ou colline isolément, on aboutit à l'observation d'un fait morphologique nouveau, à savoir que la structure des lames des couronnes de molaires d'éléphants a une composition b i t u b e r c u l a i r e. Il étudie ensuite la manière dont se ramifient les tubercules des molaires chez les éléphants, les stégodontes et les mastodontes, établit l'origine des lames cunéiformes et des figures en losanges dans les molaires d'Elephas et fournit quelques détails relatifs aux champs de dentine et aux figures géminées, montrant l'identité du plan de structure des molaires chez les mastodontes et les éléphants. Il déduit logiquement de ses observations qu'il faut rechercher l'origine des éléphants fossiles dans le groupe des mastodontes bunolophodontes et non pas dans le groupe des zygolophodontes.

Dr. O. PROTESCO

Institutul Geologic al României

STUDIU GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL REGIUNII OCNA DE FER — BOCŞA MONTANĂ (JUDEŢUL CARAŞ, BANAT)

DE

ALEXANDRU CODARCEA

INTRODUCERE

Regiunea Ocna de Fer — Bocşa Montană din jud. Caraş este situată la marginea de W a Munţilor Banatului, la apus de Reşiţa, de ambele părţi ale

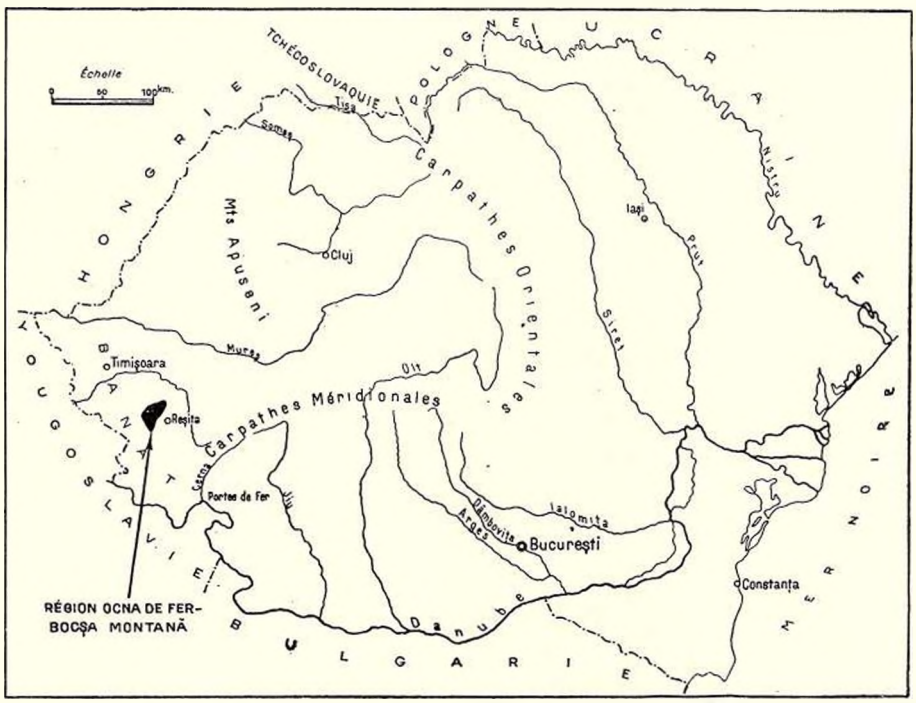


Fig. 1. Situaţia regiunii Ocna de Fer—Bocşa Montană în cadrul României.

V. Bârzavei, şi este cuprinsă pe teritoriile comunelor Ezeriş, Bocşa Montană, Văsiova, Bocşa Română, Ocna de Fer, Dognecea şi Mâniom (Fig. 1).

Institutul Geologic al României

Aceasta este o regiune cu un relief îmbătrânit de dealuri mijlocii, care culminează în D. Dănilii dela Ocna de Fer, de 597 m altitudine. Înălțimea medie a acestor dealuri este cuprinsă cam între 350 și 500 m.

Valea Bârzavei străbate regiunea dela ESE la WNW între Mâniom și Bocșa Română, la altitudinea de 190—160 m. Afară de pâraele dela Ezeriș și de V. Dognecei, toată rețeaua hidrografică a regiunii e tributară Bârzavei. Afluenții mai importanți ai Bârzavei sunt, pe dreapta, V. Mâniomului, V. Satului și Valea Mare, iar pe stânga, V. Locai și V. Moraviței cu Bocșița, Groza, Ferendia și Dealovățul. De notat că multe văi sunt văi longitudinale. Văile mai importante devin în cursul lor inferior văi transversale curgând spre WNW (V. Satului, V. Moraviței, V. Ferendiei; V. Bârzavei e transversală în regiunea noastră).

Păduri întinse acopăr regiunea fiind întrerupte numai de poienile și islazurile de pe coama dealurilor și arăturile și fânețele din luncile văilor.

Deschideri geologice mai adânci lipsesc, încât trebuie să ne mulțumim cu deschiderile din fundul văilor și ogașelor, cu tăieturile din malul traseului căilor ferate și al șoselelor, cu micile cariere dealungul căilor de comunicație și de pe lângă comune și cu micile brazde scobite de șuvoaiele ploilor în nenumăratele poteci ce străbat dealurile. Bine deschisă e numai zona calcarelor din cauza galeriilor și numeroaselor gropi rămase de pe urma exploatărilor la zi în zona mineralizată dela Ocna de Fer—Dognecea. Nu mai puțin adevărat e că întinsele halde din regiunea minelor împiedică adesea urmărirea limitelor. Greu de urmărit sunt și limitele formațiunilor sedimentare din dealurile dintre Văsiova și Bocșa Română și dela Ezeriș.

Afară de aceasta alterațiunea înaintată a rocelor eruptive banatitice îngreunează mult stabilirea limitelor massivului eruptiv și chiar descoperirea filoanelor și apofizelor eruptive. Pentru stabilirea acestor limite în coastele și părțile superioare ale ogașelor și pe culmi, ne dau un prețios ajutor foițele hexagonale de biotită ce ies la iveală săpând puțin terenul cu ciocanul sau cercetând pământul din rădăcinile copacilor căzuți, când suntem în roce eruptive și textura paralelă a rocelor alterate, când suntem în șisturile cristaline.

Asupra regiunii noastre există studii vechi, ce datează încă dela finele secolului al XVIII-lea, dar cele mai numeroase s'au făcut după jumătatea veacului trecut. Aceste studii au fost unilaterale, ceeace însă nu le scade întru nimic valoarea lor științifică. Regiunea trecea drept clasică și problemele ei se considerau ca rezolvate.

Pe măsură ce studiile noastre înaintau s'au ivit o seamă de probleme noui pentru a căror soluționare satisfăcătoare s'a văzut că studiul regiunii trebuie să îmbrățișeze toate problemele puse și acestea să fie privite din alte puncte de vedere ca până acuma.

O reluare a studiului geologic și petrografic al regiunii noastre bazat pe idei noui se impunea.

Institutul Geologic al României

Am consacrat șapte ani (1923—1930) aproape exclusiv studiului acestei regiuni.

La început am studiat foarte amănunțit metamorfismul de contact în exploatările la zi Terezia. Apoi am trecut treptat la studiul diferențierii magmatice a banatitelor, la studiul fundamentului de șisturi cristaline și la acela al metamorfismului de contact din jurul massivului eruptiv banatitic și din zona mineralizată. Infine, am cartat regiunea amănunțit la scara de cca 1:7.000—1:10.000. Pentru a putea reda cât mai fidel structura geologică a regiunii, am folosit hărțile forestiere fără curbe de nivel, la scara 1:25.000 ridicate în intervalul 1925—1927 de Soc. U. D. R.[1]), proprietara întinselor păduri din regiune.

Pentru pregătirea bazei topografice a hărții geologice anexată acestei lucrări am întrebuințat hărțile ocoalelor silvice Dognecea, Bocșa Română, Bocșa Montană, Reșița de Jos și Brebul.

Pentru teritoriile neaparținând societății, am folosit vechea hartă austriacă 1:25.000 și schițele mele proprii.

Materialul de studii colectat în acest răstimp a crescut considerabil ajungând la peste 2.000 eșantioane de roce și peste 900 secțiuni subțiri, mare parte a rocelor și jumătate din secțiunile subțiri provenind din zona mineralizată dela Terezia și din D. Dănilii. Având pentru studiul metamorfismului de contact un material foarte bogat, îmi rezerv pentru mai târziu tratarea amănunțită a acestei chestiuni, după noui cercetări de completare ce mai sunt necesare.

Studiile începute la București le-am continuat și terminat în Laboratorul de Mineralogie și Petrografie al Universității din Basel (Elveția) unde s'au efectuat și cele 19 analize de roce cuprinse în această lucrare și s'au studiat prin metoda Fedoroff feldspații plagioclași ai banatitelor.

Desăvârșirea acestei lucrări a fost cu putință grație îndrumărilor și sprijinului desinteresat al iubiților și veneraților mei profesori.

Domnului Prof. L. Mrazec, ilustrului meu maestru, dela care am primit totdeauna cele mai calde încurajări, profunda mea recunoștință pentru sprijinul prețios și necontenitul interes ce l-a arătat lucrării mele. In discuțiunile cu D-sa problemele degajate din studierea regiunii se conturau în cadre largi geologice, sugerând idei și concluziuni care depășeau limitele strâmte ale domeniului cercetărilor mele și a căror confirmare va incumbà viitoarelor studii în regiunile învecinate.

D-sa, atât ca profesor, cât și ca director al Institutului Geologic mi-a acordat toate avantajele pentru promovarea studiilor mele și, împreună cu mult regretatul subdirector al Institutului Dr. V. Popovici-Hatzeg — căruia îi voiu păstrà o neștearsă amintire și vie gratitudine pentru necontenitele lui îndemnuri părintești — mi-a înlesnit procurarea aparatelor și materialului științific necesar studiului și mai ales posibilitatea de desăvârșire a studiilor mele în Elveția.

[1]) Societatea Anonimă « Uzinele de Fer și Domeniile din Reșița ».

Institutul Geologic al României

D-lui Prof. MAX REINHARD — savantul profesor dela Universitatea din Basel — sub conducerea căruia am lucrat cinci semestre (1927—1930) îi exprim aici nemărginita mea recunoștință și admirație pentru marea bunăvoință cu care s'a ocupat de lucrarea mea, ajutând cu inimă deschisă la desăvârșirea ei. Imi amintesc cu entuziasm de acele antrenante discuțiuni zilnice — pasionante până la nesocotirea noțiunii de timp — din cari au izvorît atâtea idei luminoase, atâtea sfaturi bune și prin cari numeroasele probleme atacate și-au găsit mai totdeauna o fericită rezolvare. Am fost dintre acei favorizați cari au profitat larg din desăvârșita tehnică microscopică a maestrului.

D-lui Prof. G. MACOVEI, actualul director al Institutului Geologic, pentru sprijinul binevoitor acordat lucrărilor mele pe teren și pentru înlesnirea tipăririi acestei lucrări — mulțumiri recunoscătoare.

Am contractat o plăcută datorie de recunoștință față de d-l Prof. SAVA ATHANASIU — veneratul meu profesor de geologie — pentru încurajările și sfaturile bune cât și pentru interesul purtat studiilor mele.

In anii când am avut favoarea de a asistà pe D-nii Profesori SAVA ATHANASIU și G. MACOVEI în laboratoriile lor de la Universitate și dela Șc. Politehnică, am profitat mult — din contactul zilnic de laborator— de vasta lor experiență științifică.

D-lui Dr. ION ATANASIU, sub a cărui supraveghere se află serviciul cartografic al Institutului Geologic, mulțumiri cordiale pentru accelerarea execuției hărții mele geologice.

Păstrez cu multă pietate memoria profesorilor D. ROMAN (Șc. Politehnică din București) și FR. SCHAFARZIK (Technische Hochschule, Budapest) pentru primele îndrumări date în laborator, respectiv pe teren [1]).

Mulțumesc călduros d-lor profesori A. BUXTORF și H. PREISWERK, dela Universitatea din Basel, pentru sfaturile bune ce mi-au dat totdeauna cu multă amabilitate.

D-lui P. BEARTH pentru grija cu care a executat analizele de roce și d-lui ȘT. GHIKA-BUDEȘTI pentru permisiunea de a folosì datele nepublicate încă ale studiului d-sale asupra feldspaților plagioclași din banatite — mulțumiri cordiale.

Pentru executarea microfotografiilor — multe mulțumiri d-lor F. SPAENHAUER (Basel) și Dr. TH. KRÄUTNER (București).

Iubitul meu coleg și prieten C. OLTEANU mi-a dat un prețios ajutor în amănuntele tehnice ale acestei lucrări. Îi prezint aici mulțumirile mele cele mai afectuoase.

[1]) In 1923, când am început lucrările pe teren, Prof. SCHAFARZIK făcea reambulări în regiunea mea din Banat. Cu această ocaziune l'am întovărășit în excursiunile sale, bucurându-mă de îndrumări practice date cu multă bunăvoință și prietenie.

Institutul Geologic al României

Fie-mi permis să amintesc aici cu multă recunoștință larga ospitalitate a Soc. U. D. R. (Direcția minieră și Direcția silvică), ce mi-a înlesnit în toate chipurile lucrările pe teren.

Tuturor acelor prieteni, colegi, cunoscuți, cari au înlesnit în orice fel promovarea acestei lucrări, le mulțumesc din inimă.

Lucrarea de față este formată din trei părți.

Partea I-a cuprinde considerațiuni generale asupra geologiei Banatului și o privire istorică asupra literaturii geologice referitoare la regiunea studiată.

Partea II-a reprezintă lucrarea propriu zisă, adică descrierea geologică și petrografică a regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană, împărțită în 6 capitole: fundamentul cristalin, depozitele sedimentare carbonifere și mesozoice, tectonica regiunii, rocele eruptive banatitice, metamorfismul de contact, Neozoicul.

Concluziunile și o bogată listă bibliografică formează partea III-a a lucrării.

București, Martie 1931.

Institutul Geologic al României

PARTEA I-A

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI BANATULUI

Munții Banatului reprezintă partea românească a impunătorului arc muntos care leagă Carpații Meridionali de Balcani. Acest arc care formează mare parte din Munții Getici (cadrul muntos ce înconjoară Depresiunea Getică, L. Mrazec [1]) începe în Munții Retezatului, cuprinde Munții Banatului și se continuă în Iugoslavia, dincolo de Dunăre până în regiunea Timocului.

Structura geologică complexă a acestui massiv banatic nu este complet elucidată. Sunt însă numeroase studii de detaliu și câteva încercări de sinteză parțială care ne permit să schițăm în trăsături generale geologia acestei regiuni. Studiile sistematice care s'au început nu de mult, vor aruncă într'un viitor apropiat o lumină nouă asupra acestui interesant nod muntos.

Fundamentul vechi al massivului banatic este format din șisturi cristaline și masse eruptive. Ele constitue cea mai mare parte din acest massiv și reprezintă roce sedimentare și eruptive, formate înaintea Carboniferului superior, a căror metamorfoză, tectonică și punere în loc s'a desăvârșit în timpul cutărilor hercinice, după Carboniferul inferior și au fost afectate apoi și de cutările alpine.

Pe acest fundament vechi s'a stabilit geosinclinalul carpatic în care s'au depus sedimente dela Carboniferul superior până la Cretacicul inferior, dintre care cele mesozoice sunt mai ales calcaroase. Ele formează astăzi zone paleomesozoice dispuse în general în fâșii paralele cu direcțiile de cutare, care în Banat sunt aproximativ NNE-SSW.

După Cretacicul inferior au avut loc mari mișcări orogenice care au produs Catenele Dacice, formate în parte din pânze de supracutare în cari a fost înglobat și fundamentul hercinic. După paroxismul mesocretacic mișcările orogenice s'au mai redeșteptat de câteva ori în Terțiar, modelând structura Carpaților și desăvârșind treptat și tectonica Catenelor Dacice. In Cretacicul superior și în Terțiar, după paroxismele orogenice, au avut loc scufundări care au dat naștere întregii serii de depresiuni ce înconjoară Carpații la exterior

---

[1]) Les gisements de pétrole, p. 37—38, 1910.
Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten, p. 90.

Institutul Geologic al României

și care i-au divizat în interior. In aceste depresiuni au pătruns în regiunea Banatului, mările cretacice superioare și mio-pliocenice, acestea din urmă formând golfuri adânc intrate în massivul munților banatici.

In Cretacicul superior-Paleogen au avut loc intruziunile hipabisice de roce eruptive granodioritice (banatitele) care au mineralizat rocele străbătute, producând zăcăminte de minereuri de contact și filoniene. Ca ultim răsunet al acestei activități eruptive, sunt venirile sporadice de bazalte și de sigur ivirile de izvoare carbonatate dela Buziaș.

In lunga perioadă dela Cretacicul superior până în Cuaternar, când Munții Banatului au fost mai mult exondați, eroziunea a fost activă modelând Munții la starea lor actuală, umplând depresiunile cu sedimente și ferestruind între altele mărețul defileu dunărean. S'au stabilit ca și în Carpații Meridionali trei cicluri importante de eroziune reprezentate prin trei platforme (E. de MARTONNE):

Platforma Semenicului (= Platforma Borescu) care ocupă vârfurile înalte ale Munților Semenicului;

Platforma Tomnacica și Cârja (= Platforma Râu Șes), ce se observă în culoarul Caransebeșului și la apus de Semenic (Platforma crestelor calcare dintre Reșița și Anina) și

Platforma Teregova și a Carașului (= Platforma Gornovița) ce se constată în culoarul Caransebeșului și în basinul Carașului și al Bârzavei.

Aceste platforme au fost modelate respectiv în Cretacicul superior, Miocen și Pliocen.

ȘISTURILE CRISTALINE ALE CARPAȚILOR MERIDIONALI

Șisturile cristaline din Carpații Meridionali aparțin după L. MRAZEC la două serii cristalofiliene, una mai veche paleozoică și alta mai nouă mesozoică.

Seria cristalofiliană veche

Această serie de șisturi cristaline reprezintă un complex de roce sedimentare în care alternează roce silicioase, argiloase și calcaroase de vârstă antecarboniferă, în tot cazul antemesozoică, după L. MRAZEC (după autorii mai vechi arhaică). Prin condițiunile de metamorfism deosebite la care a fost supusă această serie, au luat naștere cele două grupe descrise mai jos, din care Grupa I prezintă caracterele unui metamorfism kata-mesozonal, iar Grupa II este mai mult epizonală. In ambele grupe sunt roce sedimentare puțin sau de loc metamorfozate și care se aseamănă foarte mult între ele.

In această serie veche JOHANN v. BÖCKH și BÉLA v. INKEY au deosebit mai întâiu trei grupe de șisturi cristaline, apoi L. MRAZEC a arătat că de fapt sunt numai două, deoarece Grupa I, inferioară, a lui BÖCKH cuprindea numai roce de origină eruptivă intruse în Grupa III (superioară sau filitică), iar Grupa I a lui INKEY e formată din granite și gneise granitice, deci tot roce eruptive.

Institutul Geologic al României

Grupa I MRAZEC = Grupa II BÖCKH = Grupa gneiselor și șisturilor micacee SCHAFARZIK = Grupa skepptychigenă REINHARD e formată mai ales din diverse micașisturi și gneise micacee, apoi amfibolite, calcare cristaline și diverse roce mai puțin metamorfice.

In această grupă au fost injectate sub mari presiuni orogenice magme granitice ce s'au consolidat sub forma de gneise granitice (Gneis de Cozia, Gneis de Cumpăna), de pegmatite, de aplite.

Grupa II MRAZEC = Grupa III BÖCKH = Grupa filitică SCHAFARZIK = Grupa ptychigenă REINHARD este constituită din roce filitice între care predomină șisturile clorito-sericitoase. Se mai întâlnesc diverse șisturi, calcare, corneene și cuarțite, mai mult sau mai puțin metamorfice.

In această grupă s'a intrus Granitul de Sușița cu o bogată suită de filoane pegmatitice și aplitice și toată seria de massive granitice, dioritice (ex. amfibolitele din V. Jiului) și gabbroide, începând din Munții Parângului și Retezatului, până în Munții Orșovei și până în Iugoslavia.

Aici aparține și Grupa I BÖCKH formată din gneisele granitice și amfibolice din jurul acestor massive.

După L. MRAZEC metamorfismul Grupei I s'a efectuat la adâncime mare prin injecțiunea unei magme granitice sub mari presiuni orogenice, ajutată în acțiunea ei de substanțele pneumatolitice hidrotermale care au îmbibat sedimentele primordiale. Rocele Grupei II au fost transformate în corneene de contact în jurul Granitului de Sușița intrus în strate mai apropiate de suprafață.

Dealungul zonelor de dislocație șisturile cristaline au fost laminate. In special granitele din Grupa II au fost puternic laminate, devenind adesea șistoase; iau naștere diaftorite.

In ceeace privește vârsta metamorfismului regional al șisturilor cristaline ea este anterioară Carboniferului superior la rocele Grupei II, deoarece acestea împreună cu granitele au fost găsite în conglomeratele laminate ale Verrucano-ului și probabil și în cele carbonifere. La rocele Grupei I însă vârsta metamorfismului este postpermiană, deoarece pe deoparte ele se întâlnesc abia în conglomeratele cenomane, lipsind în cele permiane, iar pe de altă parte se pare că cea mai tânără rocă sedimentară metamorfozată în acest grup ar fi permiană, de unde ar reieși că intruziunea Gneisului de Cozia, care a metamorfozat rocele Grupei I, a fost strâns legată de cutările și supracutările cretacice medii din Carpații Meridionali (REINHARD).

Rocele Grupei I ocupă cea mai mare întindere în Carpații Meridionali, pe când Grupa II este limitată numai la regiunea cuprinsă între Parângu și Cazane, în Poiana Ruscă, în regiunea Depresiunii Almăjului și în Vestul Banatului.

Studiile mai noui ale lui A. STRECKEISEN confirmă vederile lui L. MRAZEC și G. M. MURGOCI în privința împărțirii și tectonicei șisturilor cristaline, dar

Institutul Geologic al României

tind să arate că în cele două grupe de șisturi cristaline vechi, se pot deosebì mai multe serii cristaline.

Astfel în Grupa I avem:

Cristalinul Lotrului, format din paragneise și micașisturi a căror recristalizare posttectonică kata-mesozonală e pricinuită de frecventele injecțiuni pegmatitice, aplitice și microgranitice;

Cristalinul Coziei, format din gneise oculare și învelișul lor de șisturi cristaline;

Cristalinul Făgărașului, constituit din filite, șisturi cloritice și sericitice, calcare cristaline, amfibolite, diabase.

Grupa II conține:

Cristalinul Parângului alcătuit din massive granitodioritice (granite, diorite, amfibolite) și un complex sedimentogen de diverse șisturi; din cauza cutărilor intense rocele granito-dioritice au fost sdrobite și laminate (granito-șisturi) suferind un metamorfism epizonal;

Cristalinul Leaotei cu micașisturi și cloritoșisturi.

O. Schmidt în studiile sale recente din partea răsăriteană a Carpaților Meridionali deosebește în Grupa I:

1. Cristalinul Lotrului (vezi Streckeisen) prezentând un singur metamorfism cu caracter meso- până la katazonal, posttectonic și de vârstă probabil mesozoică;

2. Cristalinul Leaotei cu Gneisul de Cozia;

3. Cristalinul Făgărașului cu Gneisul de Cumpăna.

Aceste două din urmă serii cristaline au un caracter meso- până la epizonal și sunt polimetamorfice, prezentând trei etape de metamorfism:

a) Un intens metamorfism de injecțiune produs de injecțiunea gneiselor de Cozia și de Cumpăna;

b) Un metamorfism principal hercinic care a transformat rocele eruptive injectante în gneise șistoase (Cozia, Cumpăna);

c) Un metamorfism slab, extrem epizonal, datorit cutărilor mesozoice.

Seria cristalofiliană mesozoică

Această serie este echivalentă cu «complexul sedimentar subgetic» al lui Streckeisen. Ea este prinsă între cele două grupe de șisturi cristaline vechi și este tipic desvoltată dealungul zonei Latorița—Parângul—Jiul—Oslea, care este o zonă de dislocație importantă între Grupa I și Grupa II. Seria aceasta cuprinde roce mai mult sau mai puțin laminate în care s'au recunoscut sedimente permo-mesozoice, argiloase, cărbunoase, grezoase și calcaroase, transformate prin dinamometamorfism în roce în general filitice și calcare marmoreene care amintesc adesea «les schistes lustrés» din Alpi. Intre aceste roce se găsesc intruse pânze de serpentine neregulate și dislocate, prin a căror acțiune metamorfică de contact, au luat naștere diverse roce contactmetamorfice.

Institutul Geologic al României

Șisturile cristaline din apusul Banatului la care aparține fundamentul cristalin al regiunii Oena de Fer — Bocșa Montană

La Vest de zona sedimentară paleo-mesozoică apuseană a Banatului, se află câteva masse izolate de șisturi cristaline, separate între ele prin depresiuni neozoice:

1. Massivul Locvei, la Sud, între Dunăre, Nera și zona paleo-mesozoică apuseană;

2. Insula Vârșețului, în mijlocul depozitelor terțiare-cuaternare dela Vest de Oravița;

3. Massivul Oravița—Bocșa Montană, între zona paleo-mesozoică apuseană, câmpia Banatului și massivul banatitic al Bocșei;

4. Insula dela SE de Buziaș, între Silagiu și Vermeș;

5. Insula dela Măgura Brebului, înconjurată de Pontian.

Aceste două din urmă insule se află între Caransebeș și Buziaș, înconjurate de Cuaternar și Pontian.

Șisturile cristaline au fost cartate de Gy. Halaváts care le-a considerat ca aparținând grupei superioare filitice (Grupa III Böckh) fiind formate mai ales din filite, gneise și șisturi cloritice, micașisturi, cuarțite, șisturi amfibolice, pe alocuri gneise micacee, granulite, calcare cristaline (Vermeș, Dulău), etc. După Halaváts, numai lângă Vârșeț, la capătul de Vest al insulei de șisturi cristaline se găsește reprezentată și grupa inferioară (Grupa II Böckh) cu gneise biotitice, gneise oculare, pegmatite, etc.

Fr. Schafarzik însă, care a revizuit șisturile cristaline din Vestul Banatului, în excursiunile sale din 1913, a arătat că grupa inferioară micacee formează partea nord-vestică a insulei Buziașului și întreaga insulă a Vârșețului, iar capătul sud-estic al insulei Buziașului, massivul dintre Oravița și Bocșa Montană și massivul Locvei sunt formate din grupa superioară filitică. Schafarzik atrage atenția că șisturile cristaline ale grupei inferioare inclină invariabil spre SE pe când filitele Locvei și filitele dintre Oravița și Bocșa Montană sunt cutate și încălecate dela Goruia până la Moldova peste Paleozoicul și Mesozoicul zonei sedimentare dintre Reșița și Moldova.

Studiile mele (1924, 1928, 1929, 1930) au arătat că massivul de șisturi cristaline dintre Oravița și Bocșa Montană este format de fapt din două grupe de șisturi cristaline separate printr'o linie de încălecare, urmărită dela S la N, dela confluența văii Stăpâniș cu Og. Suvaia (NW Secaș) peste V. Bârzavei (tunelul Colțan), până în capătul sud-estic al Măgurii dela Brebul. La Vest de această linie sunt gneise și șisturi micacee, iar la Est complexul rocelor verzi, cum l-am numit deocamdată în regiunea V. Bârzavei, corespunzătoare respectiv grupei inferioare și superioare a șisturilor cristaline din Banat. La Vest de linia de încălecare dintre cele două grupe cristaline și paralel cu ea se află în

Institutul Geologic al României

complexul gneiselor micacee sinclinalul de calcare tithonice dintre Ezeriș (NE) și Cârnecea (SW). Lentile de calcare mesozoice mai citează HALAVÁTS, mai la Nord, la Valeapai, tot în șisturi cristaline.

SEDIMENTELE PALEO-MESOZOICE ALE GEOSINCLINALULUI CARPATIC

Depozitele geosinclinalului carpatic încep cu Carboniferul superior și se termină cu Barremian-Apțianul și Gaultul. In Banat [1]) aceste depozite formează trei zone sinclinale importante și anume:

1. Zona dintre Reșița și Moldova Nouă, în partea apuseană a Munților Banatului;

2. Zona dintre Bârzasca, Svinița, Bigăr, Sviniecea Mare și Iablanița, în partea de mijloc a Munților Banatului și

3. Zona Cazane-Mehadia — Muntele Țarcu — Munții Cernei și care înconjoară petecul de șisturi cristaline din Godeanu, în partea răsăriteană a Munților Banatului. Această zonă este în legătură cu Mesozoicul din Munții Olteniei.

Pentru ușurință vom numi aceste trei zone sedimentare: Zona Apuseană, Zona Mijlocie, Zona Răsăriteană.

Sedimente mesozoice de întindere mai mică mai întâlnim: la Vest de Zona Apuseană la Valeapai și dela Ezeriș la Cârnecea; între Zona Apuseană și Mijlocie în Culmea Sichevițiii, între Liubcova și Bârzasca, etc.

Zonele acestea au o structură de cute uneori simple, alteori faliate și transformate în solzi, aplecate și încălicate spre E. In ceeace privește tectonica acestor zone, în special a Zonei Apusene, ea este expusă mai la vale, la tectonica Carpaților Meridionali.

Depozite sedimentare mai vechi decât Carboniferul superior se cunosc foarte puține în Banat. Ca d e v o n i e n e sunt considerate niște cuarțite dela Moldova Nouă. C a r b o n i f e r u l i n f e r i o r e reprezentat prin depozitele marine din regiunea Corniareva și anume prin șisturi argiloase negre cu intercalații de calcare cu Crinoide și Corali în care FR. SCHAFARZIK a găsit *Spirifer mosquensis* VERN. și *Chonetes* sp. Carboniferul inferior e străbătut de porfire granitice. Tot carbonifere inferioare sunt socotite de către JOH. v. BÖCKH și FR. SCHAFARZIK șisturile argiloase filitice străbătute de roce eruptive felsitice, din regiunea Bârzasca (între pâraele Recica și Cozla).

Carboniferul superior (Stefanian) este transgresiv și se prezintă sub forma unui facies continental cu cărbuni. Este format din conglomerate, gresii micacee cenușii, șisturi argiloase negre și strate de cărbuni. Conține numeroase plante fosile:

Calamites Cisti	*Noeggerathia palmaeformis*
Pecopteris (Cyatheites) arborescens	» *Beinertiana*

[1]) Considerațiunile schematice cari urmează se referă numai la Banatul propriu zis.

Institutul Geologic al României

Asterophyllites longifolius
Alethopteris Serlii
Lepidodendron obovatum
Sigillaria sp.
Pinnularia capillacea
Annularia longifolia
Neuropteris cordata
Sphenophyllum oblongifolium
Trigonocarpus Noeggerathi
etc., etc.

Carboniferul superior se întâlnește:

I. La capătul de Nord al Zonei Apusene, puternic desvoltat pe flancul de W în regiunea Reșița—Mâniom—Lupac—Gârliște (cu exploatările de cărbuni dela Lupac), și mult mai redus pe flancul de E în regiunea Secul (cu exploatări de cărbuni) și la NW de Bozovici, la Zagradia.

II. Pe la marginile Zonei Mijlocii: în V. Dragoselo la NW de Bigăr, în V. Sirinia (Og. Cozel) la SW de Bigăr, la Baia Nouă și ca lentile dealungul contactului de Est al zonei (între Permian și șisturile cristaline) la Obârșia Stremețiu, în Og. Urdișia, Og. Lespezilor și la E de D. Omârșnicu Mic; exploatări de cărbuni sunt la Baia Nouă.

Permianul este format din argile șistoase și gresii, roșii și cenușii, conglomerate cuarțoase, arcoze, argile negricioase cu urme de cărbuni. S'au găsit și resturi de plante:

Walchia pinniformis
» *filiciformis*
Odontopteris obtusiloba
Callipteris (*Alethopteris*) *conferta*
Hymenophyllites semialatus

Acestea arată că avem deaface cu depozitele Rotliegendului inferior. Aceste depozite prezintă caracterele unui regim arid continental, pe unele locuri lagunar. In Zona Mijlocie a avut loc în Permian o intensă activitate eruptivă care a produs filoane și masse de cuarțporfire, porfirite și cantități colosale de conglomerate, breccii și tufuri porfirice. Permianul din Banat e de tipul limnic-fluviatil ca și Stefanianul. El se întâlnește în toate zonele sedimentare importante ale Banatului:

I. In Zona Apuseană Permianul formează: 1. o bandă dela Reșița la Clocotici-Gârliște de unde se bifurcă astfel: o fâșie dela Gârliște la Maidan la marginea zonei sedimentare și o fâșie anticlinală mai la Est, dela Gârliște la Lișava până la obârșia Og. Natra; 2. câteva fâșii dealungul marginii de Vest a zonei sedimentare la Oravița, la Sasca și mai la Sud; 3. inima anticlinalului Steierdorf-Anina; 4. o fâșie peste Carboniferul dela Secul, înconjurând zona sedimentară apuseană pe la N și E, dela Reșița—Cuptoare—Secul până la Comarnic-Naves.

II. In Zona Mijlocie Permianul este foarte desvoltat pe stânga Dunării dela pichetul Munteana la N de Valea Ielișeva până la S de Valea Stariște și pe Valea Stariște în sus peste D. Hurculovățu până la D. Omârșnicu și Tâlva Frasinului, la NE de Bigăr, dealungul marginii de Est a zonei; dela Hurculovățu se ramifică spre NW o fâșie permiană peste V. Sirinia până în V. Bârzasca,

Institutul Geologic al României

iar la Tricule în cotul sudic al Dunării reapare o fâșie de Permian între Lias și Gabbroul dela Iuți.

III. In Zona Răsăriteană o serie de fâșii permiene începe la W de Topleț și se continuă cu întreruperi prin regiunile Mehadia—Corniareva—Domașnea până la E de Sadova—Vârciorova, în Muntele Pleașa; alte petece înconjoară Cristalinul Godeanului la Muntele Țarcu și în V. Cernei.

Triasul s'a întâlnit până acuma numai în Zona Apuseană, dela Sasca Română—Sasca Montană până la Știnăpari formând o zonă de calcare dirijată dela N la S și așezată peste Permian. Triasul e înfățișat prin Anisian (Trias mediu alpin). S'au identificat numai două orizonturi superioare: orizontul *Rhynchonella decurtata* format din dolomite bituminoase și marnoase și calcare cenușii deschise nisipoase cu Brachiopode și Crinoide în care s'au găsit:

Spirigera trigonella — *Rhynchonella* sp. ind.
Spiriferina fragilis — *Encrinus* (*Dadocrinus*?), entroce *Chemnitzia* sp.

și peste care urmează orizontul *Ceratites trinodosus* (faciesul cu Cefalopode), care cuprinde calcare negre vineții, marne calcaroase, calcare nisipoase și fosile:

Rhynchonella trinodosa
Daonella paucicostata
Ceratites sascanus
» *Semseyi*
Ceratites Isterensis
Ptychites acutus
Meekoceras Böckhi,
» *Isterensis*
Arcestes sp.
Atractites sp., etc.

Triasul dela Sasca este marin, de tip alpin, ceeace arată că după faza continentală permiană a urmat o transgresiune marină triasică în Banat ca dealtfel și în restul regiunilor carpatice.

După Trias, Carpații Meridionali au fost exondați urmând un regim continental în timpul căruia stratele triasice au fost erodate.

Liasul este bine reprezentat în Banat și e desvoltat sub forma faciesului continental-lagunar de Gresten. S'a stabilit că avem mai ales Liasul inferior și Liasul mediu.

Liasul inferior e constituit din gresii și conglomerate cuarțitice, arcoze, a căror bază aparține foarte probabil Rhetianului. Ele conțin în partea superioară intercalații de șisturi argiloase negricioase și strate de cărbuni, cu o floră fosilă cunoscută (Steierdorf—Anina):

Pterophyllum rigidum — *Palissya Brauni*
Zamites Schmiedelii — *Thinnfeldia rhomboidalis*
Baiera taeniata — *Taeniopteris vittata*
Alethopteris dentata

Institutul Geologic al României

In gresiile liasice inferioare dela Comarnic-Cereşnaia s'au aflat următoarele fosile:

Gervillia olifex — *Chemnitzia* sp.
Pecten disparilis — *Turitella* sp.
Cucullaea sp.

Liasul inferior este purtător de cărbuni în zonele Apuseană şi Mijlocie, nu şi în cea Răsăriteană.

Liasul mediu e caracterizat prin depozite neritice. In Zona Mijlocie el e reprezentat prin şisturi şi calcare marnoase, nisipoase, micacee, cenuşii, uneori glauconitice (Svinița), alteori oolitice feruginoase, în care s'a putut identificà între altele un orizont de calcare cu Brachiopode *(Terebratula grestenensis)* şi un orizont cu *Amaltheus margaritatus* şi *Belemnites paxillosus*. Afară de fosilele de mai sus se mai citează multe altele:

Terebratula numismalis — *Pholadomya Sturi*
Gryphaea obliqua — *Gresslya Trajani*
» *cymbium* — *Modiola Neumayri*, etc.

In Zona Răsăriteană Liasul mediu e format din şisturi argiloase negre cu:

Belemnites paxillosus — *Gresslya Trajani*
Pholadomya Sturi — *Modiola scalprum*
» *decorata* — *Harpoceras* sp.

Caracteristică pentru această zonă este prezența filoanelor de diabase în aceste şisturi şi a tufurilor diabasice nelipsite dela partea superioară a Liasului.

Liasul superior pare a fi reprezentat prin marne cu pete brune la Doman (în Zona Apuseană), în care s'au găsit: *Harpoceras bifrons* (Toarcian), *Arca*, *Lucina*, *Gryphaea*, *Ostrea*.

In jurul anticlinalului dela Anina, peste stratele Liasului inferior caracterizate mai sus, vin argile şistoase, bituminoase, brune sau negre, cu plante fosile: *Carpolithes liasinus*, *Zamites gracilis*, *Palissya* cf. *Brauni* şi crustaceul *Estheria*.

Aceste argile conțin fer sub formă de Blackband şi urme de cărbuni neexploatabili. In secolul trecut şisturile au fost distilate pentru extragerea hidrocarburilor (Sunt socotite ca Lias superior de către geologii unguri).

I. In Zona Apuseană Liasul se află în regiunea Doman—Cuptoare—Secul, în jurul butonierei permiene dela Anina, dealungul marginii de Est a zonei sedimentare în regiunea Comarnic—Naves—Cereşnaia şi dealungul marilor linii de dislocație care străbat zona în lung (dislocația Pleşivei şi dislocația Văii Beiului). El e reprezentat prin Liasul inferior şi cuprinde peste tot cărbuni cari sunt exploatabili numai la Doman şi Steierdorf—Anina. Se pare că avem şi Lias superior la Doman şi la Anina.

Institutul Geologic al României

II. In Zona Mijlocie Liasul e reprezentat prin Liasul inferior și Liasul mediu și formează două fâșii importante: fâșia Sirinia—Cozla—Cameniţa la Vest și fâșia Svinița—Ielișeva—Bigăr—Sviniecea Mare—Pregeda—Iablanița la Est. In Liasul inferior s'au exploatat cărbuni în prima fâșie, la gura Siriniei, la Cozla și la Cameniţa (Sbegu—Rudina), iar în a doua fâșie, în regiunea Bigărului: pe Sirinia superioară (galeria Buschmann), la Fața Mare, etc.

III. In Zona Răsăriteană Liasul se întâlnește la Cazane, în regiunea Cernei inferioare (Topleț—Băile Herculane—Mehadia) și e puternic desvoltat mai la Nord, dela Bogoltin—Corniareva până la Muntele Țarcu. Liasul inferior e tot grezos, dar nu prezintă urme de cărbuni, iar Liasul mediu e constituit din șisturi argiloase negre, cu tufuri diabasice la partea superioară.

Doggerul prezintă faciesuri de mare puțin adâncă și faciesuri mai litorale. Faciesul bathial e cantonat în regiunea Sviniței (Stratele de Klaus).

1. In Zona Apuseană Doggerul e reprezentat prin:

a) Orizontul cu *Neaera Kudernatschi* și *Harpoceras opalinum*, format din marne argiloase micacee conținând aceste fosile. Se întâlnește în anticlinalul dela Anina și în prelungirea lui, la Celnic, Prolas, Iabalcea, Ponor;

b) Orizontul cu *Gryphaea calceola* și *Harpoceras Murchisonae*, pe lângă care se mai află *Modiola plicata*, *Pecteni*, *Cidaris*, etc. Rocele sunt mai ales marne subțiri, nisipoase, micacee, calcare nisipoase, calcare fine, vineții și brune. Ele se găsesc pe linia Steierdorf—Iabalcea, la Ponor—Doman, în jurul sinclinalului Ciudanovița și anticlinalului Natra, la Padina Matei și în V. Runcului, de obiceiu laminate dealungul dislocațiunilor, ca și orizontul anterior.

La Vest de Zona Apuseană întâlnim aceleași strate la Valeapai în V. Pogănișului (N de Bocșa).

Aceste două orizonturi corespund după geologii unguri Doggerului inferior (Bajocianului). In tratatele de geologie franceze (É. Haug, M. Gignoux) stratele cu *Harpoceras opalinum* și *H. Murchisonae* fac parte din A a l e n i a n adică din partea superioară a Liasului.

II. In Zona Mijlocie la Bigăr și Sviniecea Mare se află câte o bandă subțire de Dogger mijlociu: calcare cenușii cu Brachiopode, calcar cu entroce, calcar concreționar bituminos marnos.

In regiunea dintre râul Ielișeva și postul Munteana pe Dunăre se întâlnește adesea, între Lias și Tithon, un calcar cenușiu, uneori roșcat, cu Brachiopode și Pecteni (în Og. Bela Reka Mare cu Ammoniți, «Stratele de Klaus»), conținând grăunțe de cuarț, uneori fiind chiar conglomeratic și alteori trecând în adevărate gresii friabile gălbui. Acest calcar e considerat tot doggerian.

La Svinița se află peste calcarele cu Crinoide un banc de 20—30 cm grosime de calcare oolitice feruginoase pline cu Cefalopode, reprezentând faciesul batial (Stratele de Klaus) al Doggerului superior. Fauna de Cefalopode dela Svinița cuprinde forme bathoniene și calloviene:

Institutul Geologic al României

Sphaeroceras rectelobatum
» *Ymir*
» *Brogniarti*
Oppelia fusca
Haploceras ferifex
Haploceras psilodiscus
Perisphinctes procerus
Phylloceras mediterraneum
Lytoceras Adeloides
Macrocephalites macrocephalus

III. Peste tufurile diabasice din Zona Răsăriteană la Arșana, Bogoltin, Corniareva, Muntele Țarcu, se află șisturi argiloase calcaroase, calcare cu grăunțe de cuarț, calcare cenușii oolitice, șisturi nisipoase micacee cu Brachiopode, Bivalve și Ammoniți doggerieni.

Malmul este format din calcare și marne uneori bituminoase, de obiceiu cenușii, uneori roșcate, dispuse în bancuri și conținând adesea concrețiuni și lentile de silex. Ele reprezintă Callovianul, Oxfordianul—Kimmeridgianul și Tithonul [1]).

I. In Zona Apuseană Callovianul e bine desvoltat formând o serie de bande importante la baza Malmului în regiunea Ciudanovița—Natra, dealungul liniei Polomului, pe linia Iabalcea—Anina—Cununa, la Doman—Ponor, dealungul dislocației Văii Carașului (Naves—Cereșnaia—Predilcova), la W de dislocația Văii Beiului și la W de dislocația Pleșivei. Callovianul e format din calcare și marne bituminoase gălbui-brunii-cenușii cu lentile și strate foarte caracteristice de silex, mai ales în părțile inferioare. Din fosilele găsite:

Pentacrinus pentagonalis
Pecten cingulatus
» *subspinosus*
Posidonomya ornati
Posidonomya Parkinsoni
Harpoceras punctatum
Perisphinctes sp.
Macrocephalites macrocephalus

reiese că avem reprezentate: Callovianul inferior (orizontul *Macrocephalites macrocephalus*) și Callovianul mediu (orizontul *Reineckia (Perisphinctes) anceps*).

Faciesul cel mai răspândit al Oxfordian—Kimmeridgianului este acela al calcarelor și marnelor cenușii care formează o serie de bande puternice cu direcția NNE-SSW și anume (dela Est la Vest): 1. Valea Minișului (Izvorul Coronini) — Cârșia Morii; 2. Valea Minișului (Rother Felsen)—Padina Matei—S-ta Elena; 3. Valea Sohodolul—Cereșnaia—Steierdorf—Valea Beiului—Cărbunari—S-ta Elena; 4. Doman—Platoul Predett—M-tele Glava; 5 și 6. Fâșia dintre D. Polom și râul Natra și fâșia sinclinalului Gârliște, care se unesc la Oravița și se continuă până la Socolar; 7. Sasca—Moldova Nouă—Coronini.

Fosile: *Aspidoceras perarmatum*, Pecteni, etc.

[1]) Pe hărțile geologice ale Banatului s'a separat: Callovianul, Malmul (Oxfordian—Kimmeridgian) și Tithonul.

Institutul Geologic al României

Un alt facies al Malmului este cel dela S-ta Elena cu calcare marnoase, uniform compacte, galbene, cenușii-deschise, cu spărtura concoidală, bune ca piatră litografică și în care s'a găsit un *Perisphinctes*.

Tithonul e reprezentat prin două faciesuri:

a) Faciesul cu Cefalopode la W în Platoul Predett și în regiunea Moldova Nouă, caracterizat prin calcare cenușii cu pete închise, în bancuri groase, conținând:

Perisphinctes transitorius
» *contiguus*
» *colubrinus*
» *Richteri*
Aptychus exsculptus
Aptychus punctatus
» *Beyrichi*
» *lamellosus*
Simoceras sp.
Terebratula janitor

b) Faciesul cu Brachiopode, Lamellibranchiate și Coralieri la Est, în regiunile: Gârnic, V. Minișului, Cereșnaia și în fâșia de calcare mesozoice din regiunea Dognecei, la Calina; calcarele acestui facies sunt albe, gălbui, rar roșcate, cu vine de calcită; în ele s'au găsit: Coralieri, Dicerași, Nerinee, Ptygmatis, Rhynchonelle, Terebratule, Pecteni, etc.

II. In Zona Mijlocie avem faciesul cu Cefalopode al Tithonului format din calcare roșii cu concrețiuni de silex, uneori cenușii, stratificate în bancuri subțiri. Tithonul formează o fâșie dela N de Bigăr până în regiunea Siriniei mijlocii și se află pe diferitele înălțimi dintre Sirinia, Ielișeva, Stariște și dela Svinița. La Svinița s'au găsit:

Lytoceras sp.
Phylloceras tortisulcatum
Perisphinctes transitorius
Aptychus punctatus
Aptychus lamellosus
Belemnites semisulcatus
Pygope diphya
Terebratula cf. *simplicissima*

III. In Zona Răsăriteană, Jurasicul superior e constituit din calcare cenușii uneori roșcate și cu concrețiuni de silex; ele sunt considerate ca Malm-Tithon (Stratele de Stramberg). La Cazane Tithonul e recifal, cu Corali, Belemniți, Gasteropode, Nerinee, iar în restul zonei calcarele conțin mai ales Cefalopode:

Lytoceras quadrisulcatum
Perisphinctes abscissus
Aptychus lamellosus
Belemnites canaliculatus
Terebratula bisuffarcinata
Nerinea sp. (cu spirala plină).

Cretacicul inferior prezintă tranziții gradate la Malm-Tithon și e reprezentat prin Valanginian-Hauterivian neorizontat și prin Barremian-Aptian, în genere calcaroase, pe alocuri marnoase.

I. In Zona Apuseană Cretacicul inferior se ivește sub forma câtorva bande puternice ce se desvoltă mult în jumătatea sudică a zonei. Dela Est la Vest fâșiile sunt: 1. Naves—Cârniala—Gura Golumbului (V. Minișului)—V. Nerei—

Institutul Geologic al României

Gârnic; 2. D. Piatra Albă (la Sud de Secul)—D. Gabrova—D. Ravniște—Steierdorf—Est de dislocația Văii Beiului—D. Bălan—Padina Matei; 3. Reșița—Doman—Carașova—Vest de Stația C. F. R. Gârliște; 4. D. la Roll (Ciclova)—Socolar—Sasca—Cărbunari—Ștaier—Coronini.

Partea inferioară [1]) este formată din calcare compacte, albe și albe gălbui nestratificate, crăpate, cu vine de calcită și cu fosile rare: Coralieri, Requienii (*Toucasia carinata*), Foraminifere (Milioline). Este Valanginianul și Hauterivianul în facies recifal zoogen.

Barremian-Apțianul este în facies recifal [2]). Trece gradat la Valanginian-Hauterivian. In partea de N a zonei este la fel cu acesta din urmă de care nu se poate separà. In partea de S a ei, pe lângă calcarele gălbui, gălbui-brune, rar roșcate, adesea oolitice, în parte identice cu cele ale Valanginian-Hauterivianului, mai găsim marne și argile șistoase, cenușii și cenușii-albăstrii, chiar gresii, toate bine stratificate. S'au găsit multe fosile: Orbitoline, Milioline, *Toucasia carinata* alcătuind bancuri întregi, apoi Lithothamnii, Coralieri, Echinide, Brachiopode, Bivalve, Gasteropode.

In culmea Sicheviții (E Ravensca) între Zona Apuseană și Mijlocie, avem o cuvetă de Barremian-Apțian (calcare recifale cu Requienii și Foraminifere), iar între Liubcova și Bârzasca, un petec de marne cu Orbitoline.

II. In Zona Mijlocie, Cretacicul inferior se prezintă sub forma unui facies de adâncime cu Cefalopode, bine desvoltat în cursul inferior al Siriniei, la Bigăr, în câteva petece mai la N până la Sviniecea Mare, apoi pe D. Ravniște între V. Siriniei și V. Stariște și în regiunea Sviniței.

Cretacicul inferior e format din calcare albe, cenușii-deschise, cu benzi sau lentile de silex și marne calcaroase în care s'a stabilit pe bază de fosile existența Berriasianului *(Hoplites Boissieri)*, Hauterivianului *(Holcostephanus Astierianus, Hoplites splendens)*, Barremianului (Wernsdorfer Schichten = Strate de Vefov, cu *Phylloceras Rouyanum*, *Ancyloceras Duvalii*, *Scaphites Ivanii*, etc.) și probabil și a Apțianului(?) dacă ținem seama de cele două forme apțiene, *Lytoceras striatisulcatum* și *L. Annibal* din marnele albe moi cu Ammoniți mici din partea superioară a Barremianului.

III. In Zona Răsăriteană au fost considerate cretacice inferioare, conglomeratele poligene și gresiile din regiunea Feneș—Sadova, pe flancul de W și fâșia de șisturi argilo-grezoase din regiunea Râul Hidegu—Poiana Inaltă—Râul Alb, pe flancul de E al zonei.

Cretacicul mediu e reprezentat prin G a u l t. Acesta e format din gresii verzi cenușii, glauconitice, gresii argiloase, puține marne cu urme neînsemnate de cărbuni, uneori calcare cenușii-deschise foarte nisipoase și conglomerate poligene în care blocurile cele mai noui sunt din calcare recifale barremian-apțiene.

[1]) Neocomianul inferior al geologilor unguri.

[2]) Urgo-apțianul geologilor unguri.

Institutul Geologic al României

I. In Zona Apuseană Gaultul se găsește în sinclinalul cretacic din regiunea V. Minișului cu:

Ancyloceras Matheronianum
Inoceramus Salomoni
Terebratula Dutempleana

și într'o serie de petece dela Cărbunari până la Moldova Nouă și Coronini cu o bogată faună neritică de Echinizi, Bivalve, Gasteropode, etc.

II. Aceleași depozite se găsesc în zona Cozla—Cameniță peste Liasul cu cărbuni și în Culmea Sichevitii peste Barremian-Aptian.

Se crede că partea superioară a acestor depozite ar fi cenomană după *Lytoceras* cf. *Sacya* și *Sequoia Reichenbachi*, găsite în regiunea V. Minișului.

III. Depozitele grezoase conglomeratice din Zona Răsăriteană, considerate cretacice inferioare aparțin probabil tot Gaultului.

Din cele de mai sus reiese că în Munții Banatului în timpul Carboniferului superior și Permianului inferior a predomnit un facies continental-lagunar cu formare de cărbuni în Carboniferul superior și cu o puternică activitate vulcanică în Permian. In timpul Triasului a domnit faciesul marin. O revenire a faciesului continental-lagunar cu cărbuni a avut loc în Rhetian—Liasul inferior (faciesul de Gresten). Depozitele ce s'au depus în timpurile următoare sunt marine de facies neritic în general. In Doggerul mediu faciesurile devin mai litorale (calcare grezoase și conglomeratice), în Callovian distingem un facies mai adânc în regiunea Sviniței (Stratele de Klaus). In Tithon deosebim faciesuri cu Cefalopode și faciesuri recifale. Acestea din urmă caracterizează și Cretacicul inferior din zona sedimentară apuseană, pe când mai la E în Zona Mijlocie faciesul este bathial, cu Cefalopode. Gaultul încheie ciclul geosinclinalului carpatic prin depozitele sale neritice-litorale.

SEDIMENTELE CRETACICE SUPERIOARE ȘI TERȚIARE-CUATERNARE ALE DEPRESIUNILOR

Paroxismul tectonic dela finele Cretacicului inferior a exondat Carpații formând Catenele Dacice cristalino-mesozoice. Au urmat scufundări în Vorlande și în interiorul Carpaților Dacici, luând naștere depresiuni în care s'au stabilit apele mărilor care au depus sedimentele cretacice superioare și terțiare.

Cretacicul superior. Se găsește în jurul massivului Poiana Ruscă în regiunea Rusca Montană, Hațeg, Deva. In regiunea Rusca Montană, cea mai apropiată de Munții Banatului, în baza Cretacicului superior se află o grupă inferioară de calcare și dolomite bituminoase de culoare închisă (T u r o n i a n), peste care urmează o grupă mijlocie grezoasă-marnoasă mai desvoltată (S e n o n i a n)

Institutul Geologic al României

și o grupă superioară de conglomerate, aglomerate, curgeri de porfirite, tufuri porfiritice și strate de cărbuni, echivalentă cu depozitele în care s'au găsit resturile de reptile din basinul Hațegului (D a n i a n).

Terțiarul. Apele cretacice superioare nu au pătruns în Munții Banatului, deasemenea nici cele paleogene, ceeace dovedește că în Cretacicul superior și în Paleogen, Munții Banatului, între Dunăre, Cerna, Bistra, Timiș și Câmpia Banatului, erau exondați.

După Paleogen au luat naștere marea Depresiune Pannonică și depresiunile din interiorul Munților Banatului. In aceste depresiuni pătrund apele miocene și pliocene formând golfuri adânc intrate între munți. Marginea Lacului Pannonic ajungeà până la poalele apusene ale Munților Banatului, până la Moldova—Baziaș—Oravița—Bocșa—Caransebeș și trimiteà golfuri dealungul Bistrei între Poiana Ruscă și Inaltul Massiv Banatic, dealungul Timișului, Mehadicăi și Nerei (golful Caransebeș—Mehadia și Iablanița—Almăj) și dealungul Dunării, cum dovedesc depozitele neogene dintre Sichevița și Bârzasca, dela Svinița—Milanovat—Iuți și dela Dubova—Ogradina până la Orșova și Bahna.

Depozitele terțiare cele mai vechi le găsim în basinul Bahnei: B u r d i g a l i a n u l conglomeratic, argilos și nisipos și H e l v e ț i a n u l nisipos și cu tuf dacitic.

In depresiunile din Banat, cele mai vechi depozite sunt acelea ale M e d i t e r a n u l u i s u p e r i o r. El este reprezentat prin două serii de strate, o serie inferioară de strate continentale de apă dulce și salmastră și o serie superioară marină.

a) S e r i a i n f e r i o a r ă formează exclusiv basinul Almăjului, basinul Sichevița—Liubcova—Bârzasca, petecele dela Moldova Nouă și Poiana Boiești1or (SE Cărbunari) și probabil și depozitele terestre dela Dubova. Tot la această serie aparțin și stratele inferioare cu cărbuni din depresiunea Caransebeș—Mehadia.

In basinul Almăjului și Sicheviței s'au deosebit:

1. La bază, depozite terestre: pietrișuri, conglomerate, nisipuri, argile cu *Helix;*

2. Orizontul cu cărbuni: argile verzi, galbene, brune; nisipuri galbene, șisturi cărbunoase, strate de cărbuni, cu fosile: *Melania Escheri* (Bozovici), *Unio Wetzleri*, *Helix*, conuri de *Pinia;* argile brune cu *Unio flabellatus;*

3. Argile marnoase brune cu capace de *Bythinia*, cu *Ostracode*, solzi de *Pești*, fructe de *Chara;*

4. Nisipuri galbene și pietrișuri, depozite terestre-fluviatile, nefosilifere, și cu intercalații de tufuri dacitice, care încheie seria.

In golful Caransebeș—Mehadia, la baza Mediteranului superior și ivindu-se pe marginile depresiunii, se află o serie de argile, nisipuri și pietrișuri care conțin trei strate de cărbuni, ca de exemplu în regiunea Mehadia, separate prin

Institutul Geologic al României

strate de tufuri dacitice. Această serie de strate cu cărbuni este mai nouă decât cea din basinul Almăjului, unde tuful dacitic este mult deasupra ligniților. Seria se continuă și pe la Nordul massivului Semenicului, pe la Ruji—Ohabița — Delinești, la W de Caransebeș.

b) Seria superioară marină se găsește în golful Caransebeș—Mehadia pe marginile depresiunii și până la Delinești, se întâlnește la Valeapai la Nord de Bocșa, între Svinița și Iuți la Dunăre și în basinul Orșovei. Sunt argile, nisipuri, pietrișuri și calcare de Leitha, fosilifere în multe locuri. In Depresiunea Caransebeș—Mehadia, s'a deosebit un facies litoral cu calcare de Leitha și pietrișuri și un facies mai adânc spre mijlocul golfului, cu argile și nisipuri. In basinul Orșovei avem la bază argile fosilifere (= Badener Tegel) apoi nisipuri și pietrișuri nefosilifere, calcare de Leitha (= Calcarele de Curchia dela Bahna), etc. Seria superioară marină a Mediteranului superior, corespunde deci în general Tortonianului.

Sarmațianul umple fundul golfului Caransebeș—Mehadia în regiunea Iablanița—Crușovăț—Cornea—Domașnea și se mai întâlnește ca petece pe marginile lui până la Nord de Caransebeș; e apoi bine desvoltat dealungul marginei apusene a Munților Banatului, pe marginea Depresiunii Pannonice. Mai găsim petece sarmatice la Moldova Nouă și la Coronini. Sarmațianul umple și basinul Orșova—Bahna.

In golful Caransebeș—Mehadia, Sarmațianul inferior este de facies salmastru și e format din: calcare cu Ceriți; gresii și argile albăstrui nefosilifere; un complex puternic de nisipuri, pietrișuri și argile fosilifere, care ocupă cea mai mare parte din golful Mehadiei, și deasupra, din argile și nisipuri albăstrui-cenușii foarte fosilifere (*Cardium*, *Tapes*, *Mactra*, *Ceriți*, etc.). Sarmațianul mediu și superior e reprezentat numai în regiunea Cornea—Crușovăț până la Sud de Rusca, și e de facies terestru-fluviatil, cu nisipuri, pietrișuri și nisipuri verzi argiloase cu *Helixi* mari.

In regiunea Ticvanul Mare—Oravița—Slatina—Rebenberg, pe marginile Depresiunii Pannonice, Sarmațianul e format dintr'o alternanță de argile, marne, grezii calcaroase, nisipuri și pietrișuri. Depozitele sunt mai grosiere lângă zona calcarelor mesozoice. E foarte fosilifer: *Cardium*, *Modiola*, *Ervilia*, *Trochus*, *Murex*, *Cerithium*, *Tapes*, *Foraminifere*, *Ostracode*.

In basinul Orșova—Bahna, Sarmațianul e format din argile nisipoase fosilifere, nisipuri și pietrișuri.

Pannonianul (Ponțianul s. l.) e format din două serii de strate: o serie mai ales argiloasă la bază și una mai ales nisipoasă deasupra.

In depresiunea Caransebeșului Ponțianul e desvoltat la N de cheile dela Armeniș, unde se observă urmele unei perioade de eroziune prepannoniană care a atacat depozitele mediterane și sarmațiene. Partea sudică a acestui golf a fost cruțată. La bază este o argilă albastră cu *Congeria banatica* și *Orygoceras* sp. (Tincovița). Deasupra vin nisipuri galbene grosiere cu *Melanopsis Marti-*

Institutul Geologic al României

niana și *M. Bouéi*, *Neritina picta* și *Congerii*, iar la partea superioară, nisipurile nefosilifere dela Slagna, Dalciu, Var și V. Bistrei.

Pontianul se întinde la W de Caransebeș, înconjurând Munții Banatului pe la N și pe la W. Peste tot se poate stabili aceeaș împărțire: o serie inferioară de marne și argile ciocolatii (care nu ies la zi între Buziaș și Bocșa) și o serie superioară de nisipuri galbene, vinete, mai mult sau mai puțin micacee, grosiere sau argiloase, adesea feruginoase, formând bancuri cimentate cu hidroxizi de fer, iar în regiunile de țărm pietrișuri. Sunt multe localități fosilifere; una din cele mai renumite este Tirol (= Königsgnad = Királykegye).

Cuaternarul. Depozitele Cuaternarului sunt reprezentate prin pietrișuri fluviatile (terase), prin argila galbenă cu Bohnerz, care acoperă toate depozitele anterioare cu o manta aproape universală, prin loess, întâlnit mai ales în regiunile dunărene, prin tufuri calcaroase, frecvente mai ales în regiunile de calcare și în fine prin aluviunile recente ale râurilor.

TECTONICA CARPAȚILOR MERIDIONALI

Vechile cercetări tectonice din Carpații Meridionali au stabilit treptat zonele cristaline și sedimentare, cutele, faliile și încălecările importante ce caracterizează structura acestui sistem muntos.

O primă încercare de a dà o privire de ansamblu asupra unei mari părți din Carpații Meridionali este lucrarea lui BÉLA v. INKEY asupra porțiunii carpatice cuprinsă între Olt, Dunăre și liniaCaransebeș—Orșova. Această massă muntoasă e formată, după INKEY, din patru zone tectonice principale ce se pot bine observà în V. Oltului și care sunt dela N la S:

1. Zona anticlinală a Munților Făgărașului ce se continuă la marginea nordică a Munților Sebeșului;

2. Zona de cute în evantail a Surianului a cărei axă trece pe la Câineni în V. Oltului și prin Surianu până în regiunea Hațegului;

3. Zona anticlinală a Muntelui Mândra dintre Robești și Golotreni (V. Oltului), ce trece peste Munții Turcinu, Mândra, Straja și Oslea până la Băile Herculane și Orșova; și

4. Zona anticlinală a Coziei în parte sau total scufundată în regiunea Gorjului dar reapărând la Baia de Aramă și continuându-se până la Dunăre.

Zonele acestea sunt alcătuite alternativ și respectiv din Grupa III și II de șisturi cristaline (după clasificația lui INKEY). La SW de Olt, primele două zone diverg către WNW, iar ultimele două către WSW și SW. Intre aceste două perechi de zone se interpune ca o pană cu structură complicată Zona Munților Retezatului, cu massele lor de gneise granitice.

B. v. INKEY crede că perechea nordică de cute, Făgăraș + Surianu, aparține sistemului carpatic, pe când perechea sudică, Mândra + Cozia, ar fi prelungirea sistemului balcanic.

Institutul Geologic al României

INKEY citează următoarele dislocații importante în regiunea studiată de el: dislocația transversală Caransebeș—Orșova, falia dela Muntele Turcinu, falia paralelă a Văii Cernei și dislocația Jieț—Latorița—Turcinu, dealungul căreia Grupa II de șisturi cristaline a fost încălecată peste Grupa III.

ED. SUESS sintetizând lucrările geologilor cari au lucrat în Carpații Meridionali arată că acest massiv este format dintr'o serie de zone cristaline și sedimentare paleo-mesozoice care au suferit o puternică torsiune generală. Zonele se scufundă pe rând în Câmpia Română, succesiv dela E spre W, altele noui apărând către W, pentru a dispare și ele în acelaș fel. Astfel dispar succesiv arcuindu-se spre SW, SSW și S: Zona Flișului, Massa Leaotei, Zona Gneisului de Cozia, Zona Mândra și zonele Munților Banatului, numai benzile din apusul Banatului reușind să se întoarcă complet spre SE făcând astfel legătura cu zonele Balcanilor.

Aceste zone sunt separate între ele prin falii de torsiune, sunt încălecate unele peste altele succesiv dela W spre E și au fiecare în parte o structură complicată prin falii, cutări, încălecări, laminări și intrusiuni de roce eruptive. ED. SUESS atrage atenția asupra întretăierii zonelor în unghiu ascuțit în regiunea Mehadia.

FR. SCHAFARZIK, care a studiat mare parte din Munții Banatului, conchide la analogia dintre tectonica Massivului Banatic și aceea a Alpilor, din recunoașterea existenței în munții noștri a unor massive centrale cu sâmburi hercinici de gneise și granite analog cu massivele centrale alpine. Bazându-se pe cercetările sale și ale celorlalți geologi cari au lucrat în Banat, FR. SCHAFARZIK deosebește următoarele zone în Munții Banatului, dela Turnu Severin la Baziaș, grupate în trei mari zone longitudinale și având direcția generală a cutelor în partea de Nord NE-SW, în partea mijlocie până la Dunăre NNE-SSW, iar în Jugoslavia N-S chiar NNW-SSE:

A) Marginea internă concavă (T. Severin—Orșova), este alcătuită din două zone de calcare mesozoice, alternând cu două zone de șisturi cristaline:

I. Zona klippelor jurasice dela Gura Văii;

II. Zona de șisturi cristaline dintre Vârciorova și Gura Văii din continuarea Zonei Cozia (INKEY);

III. Zona calcarelor mesozoice Baia de Aramă—Vârciorova;

IV. Zona de șisturi cristaline dela Orșova din prelungirea Zonei Mândra (INKEY).

B) Regiunea centrală dintre Orșova și Bârzasca, de o structură foarte complexă, cuprinde Inaltul Massiv Banatic, cu granitele din Retezat, Vârful Pietrei și Muntele Mic, apoi granitele, gabbrourile și serpentinele din Munții Cernei și Orșovei împreună cu șisturile cristaline din jurul lor, formând « massive centrale » între care se interpun zonele sedimentare:

V. Zona Văii Cernei;

VI. Zona Țarcu—Mehadia;

Institutul Geologic al României

care împreunându-se la Mehadia se continuă ca o singură zonă până la Cazane [1]) și

VII. Zona Svinița—Bârzasca [2]).

Aceste zone cuprind strate dela Carbonifer până la Dogger, peste care transgresează Tithon-Neocomianul.

Regiunea centrală este o imensă butonieră înconjurată de două zone marginale ce se închid dincolo de Retezat și pe Timoc.

C) Marginea externă convexă dintre Bârzasca și Baziaș cuprinde trei zone:

VIII. Zona de șisturi cristaline a Almăjului, prelungirea zonei Surianului (Inkey) cu Munții Semenicului și Munții Almăjului;

IX. Zona calcarelor din apusul Banatului [3]) dela Reșița la Moldova Nouă pe Dunăre, cuprinzând depozite dela Carboniferul superior până la Cretacicul inferior;

X. Insulele de șisturi cristaline din apusul Banatului.

Noualе teorii tectonice. După izbânda strălucită a noualor teorii tectonice alpine, au început și la noi să apară idei nouă asupra structurii tectonice a Carpaților.

L. Mrazec stabilise existența a două serii cristalofiliene, una antemesozoică, împărțită în două grupe importante și una mesozoică prinsă între grupele seriei precedente dealungul ariei sinclinale Latorița—Parângu—Jiu—Oslea.

Din studiile lui Gr. și Sabba Ștefănescu, Béla v. Inkey, Johann v. Böckh, Fr. Schafarzik, Fr. Toula, L. Mrazec, G. M. Murgoci, rezultă că între diferitele grupe cristaline, din V. Lotrului până în V. Cernei, în regiunea Țarcului, în Munții Almăjului, sunt dislocațiuni puternice care corespund la încălecări importante.

G. Murgoci a fost cel dintâiu care a pus problema tectonicii în pânze de șariaj în Carpații Meridionali. El dovedește că încălecările de mai sus sunt urmele unei pânze de șariaj gigantice, formată din Cristalinul Grupei I cu Mesozoicul de deasupra lui și care a fost împinsă peste Grupa II și peste cuvertura ei sedimentară mesozoică. Această pânză de șariaj Murgoci o numește P â n z a G e t i c ă. După Murgoci aceste mișcări tectonice își au origina lor încă dela începuturile Paleozoicului. In geosinclinalul carpatic se desenau două cute, una diapiră la W și una largă normală la E. Magme eruptive s'au intrus în cele două cute. In cuta diapiră magma împreună cu mineralizatorii ei a fost presată și injectată dealungul fețelor de stratificație producând astfel metamorfismul intens al Grupei I, pe când în cuta doua normală fenomenele

[1]) Pe care am numit-o mai sus Zona Răsăriteană.

[2]) Zona Mijlocie.

[3]) Zona Apuseană.

Institutul Geologic al României

s'au propagat deacurmezișul stratificației dând naștere metamorfismului mai slab al Grupei II. Deci încă dela începuturile Paleozoicului s'au manifestat tendințele de ridicare ale masselor carpatice de Sud, reprezentând începutul supracutărilor mesocretacice, când Grupa I a fost șariată peste Grupa II și Mesozoicul ei.

Grupa I ocupă cea mai mare întindere în Carpații Meridionali și formează Munții Făgărașului, Lotrului, Sebeșului, Poiana Ruscă, parte din insulele cristaline din apusul Banatului și Munții Pecului în Jugoslavia. Afară de acestea petecele de cristalin din Godeanu și Podișul Mehedinților sunt petece de acoperire ale Pânzei Getice. Regiunea frontală a acestei pânze o reprezintă fâșia de Cristalin din partea de Est a Platoului Miroci—Mehedinți și se continuă prin câteva petece până în Munții Bistriței și Mateiașului. Ca regiune de rădăcină se consideră Munții din Vestul Banatului—Semenicu—Poiana Ruscă—Munții Făgărașului. Restul Carpaților Meridionali, format din Grupa II, adică Munții Parângu—Gorjului—Retezatu—Orșovei—Podișul Miroci ar fi deci o enormă fereastră tectonică, reprezentând autohtonul Pânzei Getice.

Ideile tectonice nouă ale geologilor români au fost primite și de geologii unguri. Fr. Schafarzik a fost acela care a susținut noualе idei. In anul 1909 au avut loc excursiuni comune româno-maghiare la care au luat parte A. Liffa, L. v. Lóczy, L. Mrazec, G. Murgoci, S. Radovanovici (sârb), M. Reinhard, și Fr. Schafarzik.

După excursiunile de revizuire pe care le-a făcut Fr. Schafarzik în anii următori (1910—1911, 1913) în Munții Banatului, acesta a ajuns la următoarele concluziuni:

Șisturile cristaline din Munții Banatului se repartizează la două grupe (L. Mrazec) și nu la trei cum stabilise J. v. Böckh, Grupa I a acestuia nefiind altceva decât o parte a Grupei III Böckh, adică gneisele granitice și amfibolice, amfibolitele și hornblenditele din jurul massivelor granitice și gabbroide din Munții Orșovei și prelungirea lor sudică, intruse între filitele Grupei III Böckh.

Aceste șisturi cristaline au fost cutate și metamorfozate pentru prima oară în timpul orogenezei hercinice, când s'au format deja cele două grupe cristaline vechi. La începutul Cretacicului superior au avut loc mari cutări în timpul cărora fundamentul cristalin a fost din nou cutat împreună cu sedimentele mesozoice. Cutările se datoresc unor mișcări de subîmpingere dela Est la Vest. In partea de Vest a Munților Banatului presiunile laterale au fost mai slabe producând o structură de solzi în Cristalin și în Zona Mesozoică și o încălecare a Cristalinului peste Zona Sedimentară Apuseană (Z. Schréter), pe când mai la Est, unde presiunile au fost mai puternice, s'a format o pânză de șariaj din șisturile cristaline ale grupei inferioare (Grupa II Böckh = Grupa I Mrazec) a cărei regiune de rădăcină este în Munții Semenicului și în regiunea Depresiunii Almașului, unde avem grupa filitică peste grupa micașisturilor și gneiselor micacee. Mai la răsărit urmează marea dislocație dela Rudăria, descoperită

Institutul Geologic al României

mai întâiu de J. v. BÖCKH în 1877, dealungul căreia grupa inferioară a micașisturilor este împinsă peste grupa superioară filitică, separată de BÖCKH ca Grupa I, care am văzut mai sus că reprezintă de fapt o parte a Grupei III. Deasupra autohtonului filitic în care s'au intrus massivele granitice-gabbroide dela Dunăre și din regiunea Cerna—Retezat se găsesc câteva petece fără rădăcină ale pânzei de șariaj în Munții Godeanului și în regiunea Orșovei, stabilite dejà de MURGOCI în 1905.

SCHAFARZIK confirmă deci în totul ideile lui MRAZEC în privința clasificării șisturilor cristaline și ale lui MURGOCI în ce privește tectonica Carpaților Meridionali, precizând ca zonă de rădăcină a Pânzei Getice Munții Semenicului și regiunea dela SE de Basinul Almașului.

In ceeace privește zonele sedimentare paleo-mesozoice din Banat ele au în general o structură de cute-solzi aplecate spre răsărit. Astfel Zona Apuseană e un frumos exemplu de zonă sedimentară cutată în sinclinale și anticlinale, multe din ele faliate și încălecate dela Vest spre Est, încât Liasul și Doggerul, iar mai la Nord chiar Permianul și Carboniferul din inima anticlinalelor vin în contact cu Malmul și Cretacicul inferior al sinclinalelor alăturate. Sunt o serie de dislocațiuni care străbat această zonă în lung, dintre care voiu cită după SCHRÉTER numai pe cele mai importante (Fig. 2).

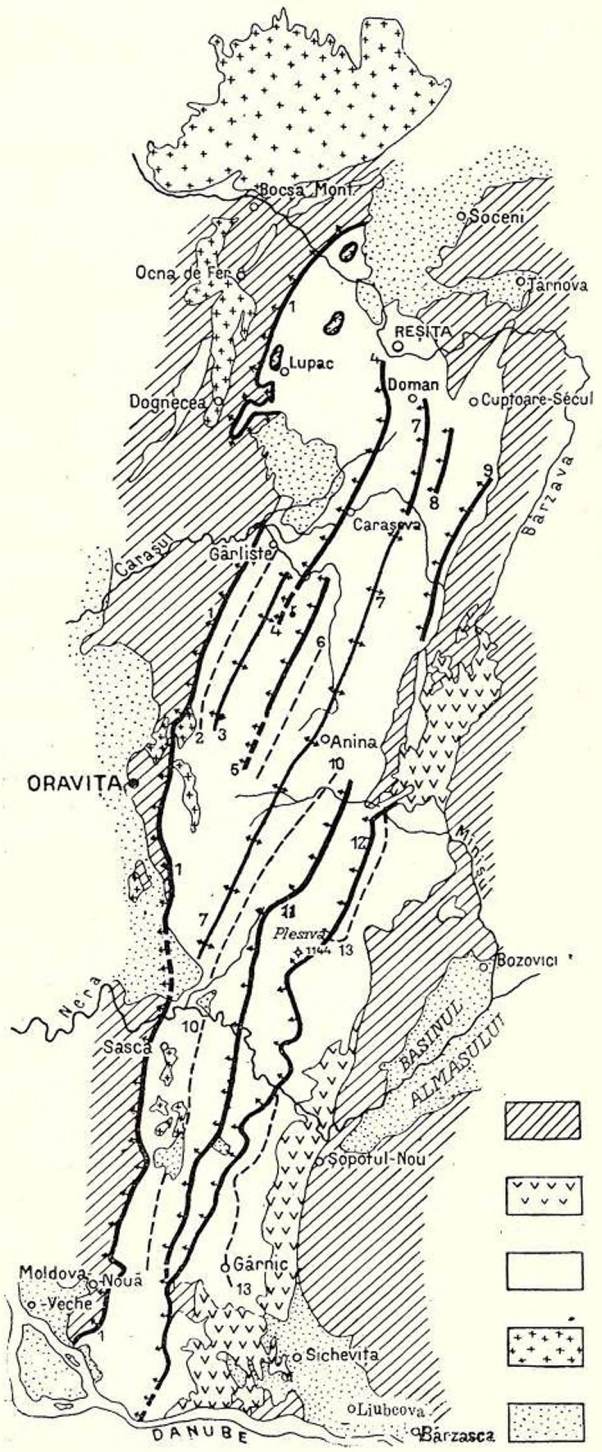
1. Mai întâiu trebuie citată dislocația apuseană dealungul căreia Cristalinul din apusul Banatului este încălecat peste Zona Sedimentară Apuseană, șisturile cristaline venind în contact cu depozite dela Carboniferul superior până la Cretacicul inferior. După ȘT. CANTUNIARI, în regiunea Lupac—Mâniom, Cristalinul a fost împins peste Carboniferul superior constituind o mică pânză, din care au rămas câteva petece placate pe Carbonifer.

In partea de N a zonei avem: 2. dislocația Carașovei dela Reșița până la stația C. F. R. Gârliște, dealungul căreia Carboniferul și Permianul iau contact anormal cu Malmul și Cretacicul inferior; 3. dislocația Polomului la W de Anina; 4. dislocația Văii Sohodolul, la Sud de Cuptoare; 5. dislocația Văii Carașului lângă marginea de E a Zonei Apusene, la N de V. Minișului; iar în partea de S a zonei cam din V. Minișului până la Dunăre, avem două dislocații lungi: 6. dislocația Pleșivei la E și 7. dislocația Văii Beiului mai la W, una din ele prelungindu-se probabil în dislocația Văii Carașului.

Afară de acestea avem o serie de sinclinale și anticlinale din care să citâm dela W la E: anticlinalul Ciudanovița, sinclinalul Gârliște, anticlinalul Natra, sinclinalul Predett, anticlinalul Anina, sinclinalul Cetății, sinclinalul de Est (la S de V. Minișului și la S de Nera până în regiunea Gârnic). In partea de S cutele Zonei Apusene sunt mult mai strânse decât în partea de N.

Zona Mijlocie se compune dintr'o fâșie mai subțire la W, fâșia Cozla—Cameniță și o fâșie care formează cea mai mare parte din această zonă, fâșia dela Sviniță—Sirinia—Bigăr—Sviniecea Mare—Iablanița. Zona are cutele aplecate

Institutul Geologic al României



Scara 1 : 500.000

1. Dislocația apuseană
2. Sinclinalul Gârliște
3. Anticlinalul Natra
4. Dislocația Caraşovei
5. Dislocația Polomului
6. Sinclinalul Predett
7. Anticlinalul Aninei
8. Dislocația Văii Sohodolul
9. Dislocația Văii Caraşului
10. Sinclinalul Cetății
11. Dislocația Văii Beiului
12. Dislocația Pleşivei
13. Sinclinalul Gârnic
(= Sinclinalul de Est)

Legenda:

- Şisturi cristaline
- Granite
- Carbonifer superior — Cretacic inferior
- Banatite
- Neozoic

Fig. 2. Schița tectonică a Zonei Apusene.
(după Z. SCHREȚER şi hărțile geologice ale Banatului).

Institutul Geologic al României

spre E, pe alocuri trecând în cute-solzi. Structura acestei zone este destul de dislocată, cum se vede și din alura Liasului întrerupt în mai multe părți separate.

Zona Răsăriteană are probabil structura cea mai complicată. Dealtfel tectonica acestor părți așteaptă să mai fie clarificată.

In ultimul timp problemele tectonice ale Carpaților Meridionali au început iarăși să pasioneze pe tectonicieni, mai ales în urma excursiunilor după Congresul Asociației Carpatice din Septemvrie 1927.

P. TERMIER, în două note prezentate la Académie des Sciences, crede că structura Carpaților români nu trebuie comparată cu aceea a Alpilor. După el Zona cristalino-mesozoică ar fi o pânză de genul al doilea, fără rădăcină, care a fost împinsă peste Zona Flișului pe o distanță care poate atinge 100 km.

R. STAUB compară Pânza Getică cu Grisonizii, iar autohtonul ei, zona Parângului, cu ferestrele de tipul Hohe Tauern și Hohe Tatra adică echivalent cu Penninikum.

L. KOBER în urma excursiunilor făcute în România în vara 1929, precizează următoarele mari unități structurale ale Carpaților:

1. « Zwischengebirge » reprezentați în Munții Apuseni (cu excepția geosinclinalului Munților Metalici).

2. Zona Ostalpină (internă) care cuprinde:

a) Pânza de Hallstadt = « Siebenbürgische Decke » UHLIG, ce formează klippele dela Câmpulungul bucovinean până la Brașov și a cărei una din caracteristice este prezența radiolaritelor și a rocelor verzi (Spilite) la fel cu cele găsite în Munții Vardarului (Dinarizi), în Apennini și în Corsica. Zona de rădăcină a acestei pânze este:

b) Geosinclinalul Munților Metalici care cuprinde și radiolarite și masse de roce verzi (gabbro, serpentin, spilit, etc.).

c) Pânza Bucovineană UHLIG în Carpații Orientali = Pânza Transilvană MRAZEC în Carpații Meridionali e formată din mai multe serii: seria Cozia peste seria Tulgheș, respectiv peste seria Lotru. In Banat Mesozoicul Sviniței este ostalpin (Stratele de Klaus!), nu e metamorfic, dar are o poziție tectonică sub « Banater Scholle ».

3. Zona Parângului pe care o confundă iarăși ca și în « Bau der Erde » 1928, cu Pânza Getică a lui MURGOCI, este penninică și are aceeași poziție ca Tauern, adică sub Zona Ostalpină.

4. Zona Flișului este zona externă, helvetică a Carpaților.

I. P. VOITEȘTI, a dat o sinteză structurală a Carpaților comparând tectonica acestora cu aceea în pânză de supracutare a Alpilor. Structura în pânze a Carpaților a fost determinată de împingerea masselor dinarice care au înaintat ca un enorm pinten în Depresiunea Pannonică. In urma paroxismului orogenic mesocretacic, zona cristalino-mesozoică pe care erà geosinclinalul carpatic

Institutul Geologic al României

a fost exondată și cutată formând Catenele Dacice alcătuite din pânze ostalpine și penninice, și anume:

A) Pânze ostalpine:

1. Pânza Transilvană UHLIG = Pânza de Hallstadt = Tirolide = Oberostalpin, în partea de Vest a Munților Apuseni și sub formă de petece și klippe în Carpații Orientali și în Munții Perșani.

2. Pânza Bucovinică UHLIG — a Conglomeratelor de Bucegi VOITEȘTI = Grisonide = Unterostalpin, cu Cristalin filitic, formează Carpații Orientali, Munții Perșani, partea nordică a Munților Făgărașului și Sebeșului, Munții Poiana Ruscă și insulele cristaline din apusul Banatului (la apus de încălecarea Oravița—Moldova).

B) Pânze penninice:

3. Pânza Getică MRAZEC și MURGOCI = Pânza Hochtatrică = Pânza Dent Blanche = Pennidele superioare, formată din Cristalinul Grupei I MRAZEC și Mesozoicul dela Reșița—Moldova, Hațeg Rucăr, Brașov. Ocupă parte din Munții Almăjului, Munții Semenicului, Munții Sebeșului, Coziei, Făgărașului și petecul din Godeanu.

4. Pânza-solz Băile Herculane-Retezatu VOITEȘTI = Pânza Monte Rosa, cuprinde Mesozoicul dela Svinița până la Muntele Țarcu și massivele granitice, gabbroide, serpentinice și șisturile cristaline din jurul lor, din Retezatul până la Dunăre între Cazane și Bârzasca.

5. Pânza Granitului de Susița-Parângu VOITEȘTI = Pânza Grand St. Bernard = Pennidele mediane, e formată din Grupa II MRAZEC și Mesozoicul Cazanelor și cel laminat al V. Cernei.

6. Pânza Porților de Fer VOITEȘTI = Pânzele Simplon-Tessin = Pennidele inferioare, cuprinde Cristalinul dintre Vârciorova și Gura Văii, care seamănă cu șisturile cristaline din învelișul Granitului de Albești și se deosebește atât de Cristalinul Grupei I cât și de cel al Grupei II.

Paroxismele orogenice din Terțiar au dat naștere pânzelor Flișului = Helvetide și cutelor diapire ale Subcarpaților. Liniile tectonice mesocretacice au jucat și ele producând klippe de rabotaj în regiunea frontală a pânzelor.

După L. MRAZEC o parte din Cristalin considerat de unii ca fiind alpin și în pânză, și anume din regiunile vecine Depresiunii Pannonice considerată ca « interidă » (KOBER), ar fi antealpin și probabil hercinian dacă nu mai vechiu [1]).

A. STRECKEISEN confirmă încălecarea Cristalinului Lotrului peste Cristalinul Parângului (MURGOCI), între care se află strivit « Complexul sedimentar subgetic » (Mesozoic). Direcția încălecării este probabil dela NW spre SE.

Cristalinul Lotrului este comparat cu Cristalinul Silvrettei (Oberostalpin); Cristalinul Parângului ar fi echivalentul petrografic al Cristalinului Berninei (Err-Sella Decke, Bernina Decke), iar complexul sedimentar subgetic ar

[1]) Cuvântare de deschidere a Soc. rom. de Geologie, 1930.

Institutul Geologic al României

corespunde cu Aroser Schuppenzone, frământată și conținând ofiolite (reprezintă partea superioară a pânzelor unterostalpine, cutată sub Pânza Silvrettei).

In fine O. SCHMIDT a deosebit în partea de Est a Carpaților Meridionali următoarele unități tectonice:

1. Cristalinul Parângului ca autochton;
2. Cristalinul Lotrului șariat pe precedentul;
3. Cristalinul Leaotei cu Gneisul de Cozia la bază, împins peste Cristalinul Lotrului;
4. Cristalinul Făgărașului cu Gneisul de Cumpăna la bază încălecat peste Cristalinul Leaotei.

Literatura pe baza căreia am compus acest capitol se află la sfârșitul lucrării, la pag. 247.

ISTORIC

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA LITERATURII GEOLOGICE A REGIUNII OCNA DE FER — BOCȘA MONTANĂ.

Există o literatură geologică, mineralogică și minieră, foarte bogată, asupra regiunii de care ne ocupăm în această lucrare. GYULA HALAVÁTS (30) a dat o listă de 60 lucrări (până la 1910) referitoare la foaia 1 : 75.000 Gătaia—Dognecea și e sigur că lista nu e completă. Cea mai mare parte a acestei literaturi interesează mai ales regiunea mineralizată dela Ocna de Fer—Dognecea, descriind zăcămintele de minereuri și mineralele întâlnite acolo. Cum însă în lucrarea de față nu ne ocupăm decât în treacăt de zăcămintele de minereuri, nu ne vom ocupà mai deaproape nici de literatura respectivă.

Cele mai vechi preocupări de ordin geologic, referitoare la regiune, datează încă din sec. XVIII și sunt mai mult de ordin mineralogic și minier. Ele nu mai au decât un interes istoric și nici nu mai sunt toate accesibile.

1774. Primul care a străbătut regiunea noastră, în 1770, și care a scris despre ea, a fost IGNAZ v. BORN (5, 6). Ocupându-se de minele în exploatare pe acea vreme în Banat, el descrie minele dela Sasca și Oravița, iar din regiunea noastră minele dela Dognecea. Mina « Saint Simon et Saint Jude » dela Dognecea, după el « est peut-être la plus remarquable qu'il y ait en Europe ». Mina erà foarte bogată în cupru. Roca ce înconjoară mina e un « saxum metalliferum, qui a cela de singulier qu'il tient un peu de terre calcaire » (!). Sub mină e gneis. Produceà 150 chintale de cupru pe lună. Autorul a văzut granații caracteristici ai acestei mine: « dans la gangue on trouve aussi une espèce de pierre de grenat noirâtre ». Pomenește în treacăt de niște mine dela Passioven (Văsiova!) și din Munții Moraviței. Ocna de Fer nu există pe atunci, teritoriul ei depindeà de Văsiova.

Institutul Geologic al României

Dela Dognecea a plecat la Lugoj trecând prin Bocșa și Valeapai. Situația Bocșei i-a plăcut mult. Vorbește despre Bârzava și despre mlaștinile ei, despre topitoriile Bocșei pe atunci decăzute și descrie astfel geologia ținutului: « Bogschan est placé dans une vallée fort agréable entre une côte à roche chyteuse et une autre calcaire; ces roches sont placées sur le saxum métalliferum ». Topitoriile Bocșei prelucrau piatra de fer adusă dela Dognecea și care dădeà un fer excelent.

v. BORN menționează și discută o disertațiune a lui DELIUS [1]) publicată la Viena. Din discuțiune reiese că DELIUS cunoșteà acum 150 ani două fapte esențiale referitoare la zăcămintele de minereuri din Banat:

1. Zăcămintele se află între două feluri de roce, calcar în acoperiș și o rocă corneenă în pat;

2. Zăcămintele își datorează origina unui aport de materie nouă în roca de-a doua. Cu alte cuvinte zăcămintele sunt mai noi ca rocele între care sunt prinse. Iată în germene ideia originii metasomatice a zăcămintelor de minereuri din Banat.

Lucrările apărute în urmă, parte rămase în manuscris, se ocupă mai mult cu exploatările miniere (vezi HALAVÁTS, 30, pag. 41).

1865. Un studiu foarte important asupra zăcămintelor de minereuri din Banat este acel al lui BERNHARD v. COTTA (15). Intr'un volum în 8° de 108 pagini autorul se ocupă de zona mineralizată din apusul Munților Banatului și de prelungirea ei în Serbia.

Șisturile cristaline din această zonă sunt mai ales micașisturi care trec adesea la filite, șisturi cuarțoase, cloritice, amfibolice, greu de separat pe o hartă geologică. Gneis propriu zis n'a întâlnit decât la Ocna de Fer, în apropierea rocei eruptive.

Formațiunile sedimentare paleo-mesozoice au fost descrise înaintea lui COTTA de FR. v. SCHRÖCKENSTEIN (69, manuscrisul dela Freiberg, 1863).

Despre zona calcarelor dela Dognecea, COTTA crede că ea reprezintă un rest din pătura generală jurasică, rest căzut între micașisturi și ferit astfel de eroziune.

El este cel dintâiu care se ocupă pe larg de rocele eruptive ce apar dealungul zonei de zăcăminte de minereuri din Banat. Autorii anteriori le denumiseră sienite, sienitporfire (ESMARK) și granite (SCHRÖCKENSTEIN). COTTA arată însă că, din cauza deselor variațiuni în compoziția mineralogică și în structura acestor roce ele nu pot fi echivalate cu vreunul din tipurile principale de roce eruptive, ceeace îl determină să le dea numele colectiv de b a n a t i t e.

Banatitele sunt formate din oligoclas, biotită, hornblendă și uneori

[1]) Celebru miner din Banat.

Institutul Geologic al României

cuarț, pe lângă care se mai află magnetită, titanită, piroxen, epidot. Zece determinări de SiO_2 au dat valori cuprinse între 54,8 și 67,4% SiO_2.

Banatitele au produs schimbări în așezarea stratelor, în textura și compoziția chimică a rocelor străbătute. Au dislocat local formațiunile, au produs recristalizarea calcarelor compacte jurasice și au dat naștere la silicați de calciu, în contactul dintre banatite și calcare, și la zăcămintele de minereuri.

Descrie banatitele din toate regiunile miniere vizitate. La Dognecea predomină un banatit identic cu cel dela Oravița și care s'ar asemănà mai mult unui diorit decât unui sienit. Banatitul dela Dognecea conține 67,4% SiO_2. Pe șoseaua dela Dognecea la Ocna de Fer a văzut filoane de banatite ce se ramificau între micașisturi. La Ocna de Fer a găsit două varietăți de banatite: *a)* o varietate mărunt grăunțoasă cu feldspat, mică și puțină hornblendă (60,1% SiO_2) și *b)* una porfirică cu fenocristale mici de feldspat, biotită și un mineral piroxenic. Varietatea doua apare probabil numai la limita cu șisturile cristaline, în parte gneise oculare, și e subordonată.

Mai mult de jumătate din lucrare se ocupă apoi cu descrierea zăcămintelor de minereuri ilustrată cu numeroase figuri.

1869. O altă lucrare importantă care se ocupă însă exclusiv de zăcămintele de minereuri din Banat și de prelucrarea lor industrială, se datorește lui M. Castel (11).

Notez numai că în regiunea Ocna de Fer—Dognecea, autorul deosebește trei grupe de zăcăminte:

1. Grupul dela Nord, din jurul Ocnei de Fer, format aproape exclusiv din magnetită și hematită;

2. Grupul dela mijloc, din jurul D. Dănilii, alcătuit din oligistă și magnetită și corpuri de pirită, calcopirită, galenă, blendă;

3. Grupul dela Sud, din capătul marei masse calcare dela Dognecea, e constituit din masse de minereuri de Cu, Zn și mai ales de Pb argentifere; hematita e subordonată.

1869. G. Marka (41) se ocupă tot cu descrierea amănunțită a zăcămintelor de minereuri din Banat, având o bogată experiență minieră. Arată că în apropiere de zăcăminte, de formațiunile de contact și de calcare, banatitele devin moi, alterate, albe și fără cuarț, ca și când cuarțul lor ar fi fost luat de formațiunea de contact. Deasemenea șisturile cristaline dela contactul rocelor eruptive și al zăcămintelor de minereuri ar fi fost metamorfozate devenind mai moi și pierzând cuarțul. «Diese veränderte Glimmerschiefer und Gneissgebilde stehen als Zwischenglied zwischen dem Kalke oder Contactgebilde und dem Eruptivgestein in fast durchwegs 20—60 Klafter Dicke an». Așà cum prezintă autorul chestiunea, înțelegem că e vorba de fenomenele hidrotermale care au decolorat și alterat rocele (caolinizare). Vezi și la discuția hărții lui, la pag. 40. Intre altele autorul se ocupă și de filoanele de cuarț cu pirite aurifere de pe Cracul cu Aur, D. Dănilii, Areniș (Nord

Institutul Geologic al României

de Bocșa) și dela Ezeriș și Fărliug. In părțile superioare alterate ale filoanelor se găsià aur liber. Aceste filoane nu erau rentabile.

1870. Fr. v. Schröckenstein (70) a deosebit sub numele de « Grauwacke » rocele cu înfățișare de sedimente marine (« zeigt durchaus noch die marine Abstammung ») ce se întâlnesc la Zorlențul Mare, Ezeriș, Mâniom, Ocna de Fer, Lupac, Dognecea, Vodnic, Goruia, Maidan, Oravița, Ciclova, Ilidie. Aici s'ar cuprinde deci complexul rocelor verzi separat de mine în regiunea dintre Ezeriș și Dognecea. Aceste roce ar fi transformate « într'un fel de șisturi cristaline » și cuprind filoane de pirite alterate în dealurile dintre Vodnic și Bârzava. Celelalte șisturi cristaline ar fi cloritoșisturile foarte cutate care s'ar află însă numai în apropierea massivelor eruptive.

Două treimi din lucrare se ocupă cu descrierea sedimentelor permo-carbonifere și mesozoice dintre Reșița și Moldova.

Autorul dă prima descriere mai amănunțită a calcarelor din regiunea noastră pe care le consideră de vârstă jurasică. După el zona calcarelor începe la Calina și se termină la Ezeriș. A observat dislocarea calcarelor din Og. Buchin. Acestea se desfac aici în două brațe, din care unul se termină îndată, iar celălalt se continuă peste Bârzava până spre Ezeriș.

Cutările depozitelor sedimentare din apusul Banatului s'ar datorì presiunilor venite dela NW spre SE produse de ridicarea « granitelor » dela Bocșa-Dognecea, până în Jurasic, și dela Oravița—Ilidie—Sasca—Moldova, în Cretacic.

In ceeace privește rocele eruptive care sunt în legătură cu zăcămintele de minereuri, autorul deosebește patru varietăți: granite, sienite și sienitporfire, euritporfire, hiperstenite (Ciclova). Zăcămintele de fer sunt legate de sienitporfire, iar de euritporfire sunt condiționate minereurile sulfurice și mai nobile. In ce privește raporturile dintre diversele varietăți eruptive: « Es geht demnach klar hervor dass die Granite bei ihrem Auftreiben erweicht, in diesem Zustande von Syeniten, diese beiden von Euritporphyren und Hyperstheniten durchbrochen, und in Folge dessen derart erhitzt wurden dass sie auf ihre Nachbargesteine metamorphosierend wirken mussten ».

Granitul ar fi primit hornblenda dela sienite. Deasemenea șisturile cristaline ar fi fost injectate cu hornblendă în apropierea filoanelor sienitice.

Descrie zăcămintele de minereuri și formațiunile de contact născute din metamorfismul calcarelor și se ocupă și de diversele filoane nerentabile, aurifere, cuprifere, antimonifere, etc., din rocele eruptive și șisturile cristaline.

Ganga filoanelor aurifere de pe Cracul cu Aur este o brecie de cuarț. Invelișul filoanelor este format din talc, feldspat, mică albă și verde. Aurul este liber.

Filoanele de pirite limonitizate ce impregnează rocele din regiunea Ferendia-Opârnecea—Ieriștea sunt de proveniență eruptivă, deoarece se întâlnesc numai în apropierea granitului. Dealtfel, peste tot, în apropierea rocelor eruptive, șisturile cristaline sunt impregnate de minereuri de Fe și Cu nerentabile.

Institutul Geologic al României

La capitolul șisturilor cristaline, se desprinde în germene ideia metamorfismului de contact suferit de cloritoșisturi dela massivul eruptiv: « dort wo sie den eruptiven Granitzug überdecken, quarzreich, verlieren die Eigenschaft nach der Parallel-Struktur zu spalten. Sie werden massiger Natur, und sind nur dem Aussehen nach schiefrig ».

In capitolul « Metamorphe Grauwacke » autorul cuprinde de fapt toate șisturile cristaline metamorfozate la contactul massivelor banatitice. Arată că aceste roce metamorfice sunt variabile și conțin masse mari de cuarț. Vorbește de cuarțite rubanate alb cu albastru-cenușiu în V. Dognecei. Toate aceste roce trec la Grauwacke cum s'ar vedeà pe culmea Lupacului și între Ezeriș și Zorlenț.

Calcare cristaline și fosile nu se găsesc în Grauwacke și în produsele lor metamorfozate.

Cu toate că descrierile sunt adesea vagi, lipsind o localizare mai precis pentru a puteà interpretà ideile autorului în lumina nouălor noastre cunoș tințe, totuși se vede clar că SCHRÖCKENSTEIN și-a dat seama că șisturile cristaline și Grauwacke au fost metamorfozate în apropierea massivelor eruptive, au fost silicifiate, « grosse Quarzmassen », « Quartzite », injectate cu flilonașe de pirită și au fost sudate cu eruptivul, « allmählig mit Granit-Syenit zusammengeschmolzen », ca de exemplu pe Cracul cu Aur. « Die Veränderungen sind um so gewaltiger vor sich gegangen wo ein ganzer Gebirgstheil abgesprengt und von den Eruptiven eingeschlossen und getragen wurde ». Face însă confuziune între Grauwacke și șisturi cristaline, deoarece vorbește de « metamorphe Grauwacke » în aureola de contact banatitică din complexul gneiselor micacee dela Zorlenț—Ezeriș—Bocșa Veche—Ferendia—Ocna de Fer. Dealtfel nici nu reiese clar din lucrare unde ar fi regiunea șisturilor cristaline propriu zise.

1873. I. NIEDZWIEDZKI (44) pare a fi studiat pentru prima oară sub microscop o rocă eruptivă banatitică din regiunea noastră. Roca studiată provine din Valea « Pauli Bekehrung » dela Dognecea (Valea Lacului Mic) și e formată din feldspat, cuarț, biotită, amfibol, magnetită. O analiză a substanței feldspatice arată că cea mai mare parte este plagioclas andesin și numai o parte subordonată este ortoză. Dă și prima analiză chimică de banatit din regiune. Bazat pe predominarea plagioclasului, contrastând cu cantitatea subordonată a ortozei, e de părere că denumirea de sienit ce s'a dat acestor roce nu mai poate fi menținută. NIEDZWIEDZKI numește roca diorit cuarțifer.

1876. SZABÓ JÓZSEF
1879. RATH, G. von } vezi istoricul dela capitolul banatitelor.

1886. O altă lucrare importantă care se ocupă în special cu zăcămintele de minereuri dela Ocna de Fer—Dognecea este aceea a suedezului HJALMAR SJÖGREN (71).

Institutul Geologic al României

Șisturile cristaline sunt acuma pentru prima oară studiate la microscop. Ele sunt considerate de vârstă arhaică și sunt numite gneise. La Sud de Ocna de Fer, de ambele flancuri ale calcarelor, predomină gneise deschise, sărace în mică și fără șistozitate pronunțată, formate mai ales din ortoză și cuarț, uneori în indivizi mari, pe lângă care se mai află biotită, muscovită și magnetită și rar mici grăunțe de plagioclas. Acestea sunt gneisele cu ortoză din regiunea D. Dănilii, menționate de mine la capitolul metamorfismului de contact. Ele ar fi identice cu granulitele micacee dela Persberg (Suedia). Mai descrie gneisul cu ochi de feldspat, dintre Paulus și Stațiune, foarte asemănător cu precedentele și menționează numai un șist amfibolitic verde din apropierea Ocnei de Fer. La Crivan, lângă mina Amelia, sunt « Grauwacke » intercalate între calcar și gneis (conglomeratele dela cota 381 !).

Dela Dognecea descrie micașisturi, filite, șisturi silicioase.

Calcarele din regiune sunt prinse într'un sinclinal de șisturi cristaline. Combate părerea lui COTTA după care calcarele acestea ar fi jurasice și crede că avem de a face de fapt cu calcare cristaline în strânsă legătură și concordanță cu șisturile arhaice.

Se ocupă apoi amănunțit cu formațiunea de skarn, « Lagerarten », ce întovărășește marginile calcarului dela un capăt la altul al sinclinalului, la capete fiind însă mai redusă și alterată în bolus. Descrie principalele zăcăminte de minereuri vizitate.

In ceeace privește massivul eruptiv, crede că el a fost injectat în direcțiile de rezistență minimă, adică paralel și la diverse nivele între stratele de gneis aproape orizontale și între calcare și gneise. Injecțiunea a avut loc la mari adâncimi și este de vârstă cretacică superioară. Rocele eruptive pe care le descrie sunt numite cuarțdiorite de acord cu NIEDZWIEDZKI și în dezacord cu SZABÓ care le numise cuarț-andesin-trachite, considerându-le ca terțiare. SJÖGREN scrie cu drept cuvânt: « Wir thun dies umsomehr, als wir selbst falls sein tertiäres Alter bewiesen wäre, Bedenken hegen würden, für dasselbe den Namen Trachyt zu gebrauchen. Wir bilden uns nähmlich ein, dass in Zukunft das Princip sich mehr und mehr geltend machen werde dass die eruptiven Gesteine — in gleicher Weise, wie es seit lange bei den sedimentären der Fall ist — nicht nach ihrem geologischen Alter, sondern hinsichtlich ihrer Mineralbestandtheile und Structur classificirt werden sollen ».

Autorul face apoi o comparație foarte amănunțită a zăcămintelor din regiune cu cele dela Persberg din Suedia și ajunge la concluzia că zăcămintele din Banat sunt foarte asemănătoare cu cele din Suedia și sunt laghere ca și acestea din urmă, fiind concordant interstratificate între șisturile cristaline și calcarele cristaline, deci de vârstă mult mai veche decât Cretacicul și anume arhaică sau paleozoică veche. Combate deci ideile lui COTTA asupra genezei zăcămintelor din Banat, susținând că nu este nici o legătură între rocele erup-

Institutul Geologic al României

tive și zăcămintele de minereuri și că acestea din urmă nu pot fi socotite ca formate prin metamorfismul de contact. Și atunci se înțelege că nu este nici o legătură între zăcămintele de minereuri dela Ocna de Fer—Dognecea și cele dela Băița (Bihor), dela Oravița—Sasca—Moldova, care după COTTA sunt toate în strânsă legătură genetică cu banatitele.

1884—1890. In anii 1884, 1888, 1889, 1890 s'au făcut primele ridicări geologice sistematice în regiunea Dognecea—Ocna de Fer—Bocșa—Ezeriș de către GYULA HALAVÁTS (23 — 31). Rezultatele acestor cartări sunt consemnate pe hărțile geologice 1 : 75.000 Dognecea—Gătaia și Reșița—Caransebeș (apărute în 1911, respectiv 1914) în porțiunile ce reprezintă regiunea mea. In 1912—1913 au apărut și explicațiunile la prima hartă.

Șisturile cristaline sunt considerate ca aparținând Grupei III BÖCKH fiind formate mai ales din gneise cloritice, șisturi cloritice, filite cloritice, șisturi cuarțitice cu clorită. La Todter Mann și Cracul Lung (Dognecea) se află șisturi cuarțitice compacte verzi închise. Dela limita de Est a Cristalinului se citează filite cloritice. In regiunea D. Dănilii se întâlnesc granulite cu granați mici, iar la Ocna de Fer, gneise biotitice asemănătoare celor dela Vârșeț.

Autorul n'a observat nici metamorfismul de contact la șisturile cristaline, nici n'a putut deosebi complexul rocelor verzi de acel al gneiselor micacee, cu toate că FR. v. SCHRÖCKENSTEIN, încă din 1870 a avut licăriri interesante în aceste chestiuni, dovedindu-se ca un fin observator. Pentru HALAVÁTS filitele și gneisele cloritice fac parte toate din aceeaș Grupă III BÖCKH.

In baza calcarelor mesozoice, a observat conglomerate la Vest de Amelia, în V. Bârzavei, vis-à-vis de Colțan și în V. Măgurii. Le consideră de vârstă carboniferă superioară. Poziția conglomeratelor din V. Măgurii este însă greșit redată pe hartă, conglomeratele aflându-se sub flancul de SE al calcarelor și nu sub cel Nord-Vestic.

Sinclinalul de calcare mesozoice a fost urmărit în toată lungimea sa dela Cârnecea la Ezeriș. Spre ambele capete ale sinclinalului, calcarele au caractere net sedimentare și, numai în regiunea mineralizată dela Ocna de Fer—Dognecea, ele sunt recristalizate prin influența banatitelor. Combate ideia predecesorilor după care calcarele s'ar afla într'un sinclinal de șisturi cristaline, deoarece acestea din urmă numai pe flancul apusean ar înclină sub calcare și nu și pe cel răsăritean. Zona calcarelor ar fi o linie de ruptură (26) dirijată SSW-NNE, dovadă și filoanele eruptive ce o întovărășesc la Colțan. In explicațiunile la hartă (30) autorul revine însă arătând că la ambele capete calcarele sunt prinse într'o cută a șisturilor cristaline, pe când în regiunea de mijloc poziția lor este dislocată. Precizează cel dintâiu vârsta calcarelor pe baza fosilelor găsite la Calina. După el calcarele sunt tithonice. Atât în ceeace privește vârsta calcarelor cât și în privința genezei zăcămin-

Institutul Geologic al României

telor de minereuri și a formațiunilor de contact, HALAVÁTS combate pe SJÖGREN și e de aceeaș părere cu COTTA.

Rocele eruptive le numește trachite după SZABÓ. Vârsta lor ar fi neogenă, Structura lor însă nu seamănă cu aceia a trachitelor. Rocele eruptive dela Dognecea le-a studiat FR. SCHAFARZIK sub microscop (HALAVÁTS, 24 pag. 158—160) și le numește «biotit-amfibol-ortoclas-cuarț-trachit», arătând marea asemănare a rocei filonului din Ogașul cu Pietri și Og. Vârâți cu dioritele dela Hodrusbánya (Schemnitz = Štiavnica).

In raportul său pe 1888 (25) HALAVÁTS menționează că rocele eruptive dela Est de D. Cucului (W. Ocna de Fer) seamănă foarte mult cu granitele, fiind mai deschise la culoare, bogate în cuarț și lipsite de amfiboli. Mai menționează, afară de massivul eruptiv, filoane trachitice în V. Locai, la Colțan, la Ocna de Fer, etc.

In ce privește depozitele sedimentare neozoice, autorul a cartat și Pontianul dela Ezeriș (28) și cel din V. Moraviței dela Bocșa Română (23, 26). Depozitele dintre Godinova și Bocșa Română le trece la «Diluvialer bohnerzführender Ton», iar depozitele cu minereu de fer rulat dela Amelia le-a considerat întâi sarmațiene (26), apoi ponțiene și anume ponțiene superioare (30, pag. 27). Se ocupă și de aluviunile Bârzavei. N'a văzut însă terasele.

1908. PAUL ROZLOZSNIK și KOLOMAN EMSZT (62) au studiat rocele eruptive banatitice din întreg Banatul, primul din punct de vedere petrografic, al doilea din punct de vedere chimic. Este prima prelucrare modernă a chestiunii banatitelor.

Se dă un istoric al chestiunii.

In partea generală se face clasificarea, descrierea petrografică și studiul chimic după metodele lui OSANN al diferitelor roce banatitice. Autorii deosebesc două grupe de banatite cu suita lor filoniană (vezi la istoricul banatitelor, pag. 132).

Caracterele generale ale banatitelor ar fi după acești autori:

1. Ortoza nu lipsește decât foarte rar.

2. Toți termenii banatitici sunt mai bogați în fer decât compoziția medie a tipurilor de roce care le corespund. Ceeace arată și legătura lor genetică cu zăcămintele de fer.

3. Banatitele conțin titanită și nu ilmenită.

După ROZLOZSNIK, banatitele sunt roce hipoabisice și se prezintă sub formă de lacolite (Lacolitul Bocșei) stockuri și filoane. Vârsta erupțiunii lor e cuprinsă între Cretacicul inferior pe care-l străbat și Mediteranul superior pe care nu-l mai străbat. In Poiana Ruscă FR. SCHAFARZIK a precizat vârsta cretacică superioară la roce analoage (64, pag. 114).

In partea specială se dă descrierea petrografică amănunțită a tuturor eșantioanelor de banatite colecționate. Din regiunea noastră se descriu granitite,

Institutul Geologic al României

granititporfire, granodiorite, cuarțdiorite, diorite, cuarțdioritporfirite, dioritporfirite, aplite, minete augitice.

Massivul eruptiv e format din granodiorite și cuarțdiorite, care la marginea lui devin porfirice. Granitele banatitice din V. Moraviței sunt descrise ca granitite și granodiorite porfirice cu multă ortoză, iar granogabbrourile din V. Moraviței ca diorite și diorite cu ortoză și cuarț.

Granodioritporfiritul cu pseudomorfoze de biotită după hornblendă din filonul central din Terezia Mare e descris ca biotitamfibolcuarțdioritporfirit cu ortoză, iar malchitul din același filon ca dioritporfirit cuarțifer.

Gresia contactmetamorfică din Og. Dealovăț, descrisă de noi la pag. 222 e considerată ca un aplit alaskitic, foarte sărac în ortoză.

In Og. Bradului, Dognecea, numai la obârșia și la gura văii, se găsesc roce proaspete, în restul văii rocele fiind complet descompuse, caolinizate, silicificate, limonitizate și lipsite de minerale melanocrate (cuarțurile hidrotermale și rocele hidrotermalizate!). Fapte analoage se citează din V. Groza Mare.

1910. E. Bergeat (4) descrie și el câteva roce eruptive dela Ocna de Fer, mai ales din minele Terezia. E primul care atrage atenția asupra fenomenelor de contact endomorfe la filoanele banatitice din minele Terezia. Prin metamorfismul endogen, banatitele pierd biotita, se îmbogățesc în amfiboli, iar la contactul lor asimilează calcarul și se transformă într'o corneenă epidotică. In contactul exogen s'au format, imediat lângă epidotit, corneene diopsidice și apoi corneene granatice, prin aporturi magmatice de alumină, magnezie, silice și oxizi de fer. Autorul arată că granații s'au format într'un stadiu ulterior, pe contul diopsidelor. Metamorfismul de contact se închee apoi cu formarea zăcămintelor de minereuri.

1914. Cu ocazia revizuirilor făcute în 1913 în Banat, Franz Schafarzik (65) străbate și regiunea noastră dealungul V. Bârzavei și dealungul șoselei Bocșa Montană—Ocna de Fer—Dognecea.

Șisturile cristaline, în V. Bârzavei, sunt formate mai ales din filite cloritice și sericitice cu intercalațiuni de conglomerate laminate la 1 km NW de Mâniom și cu intercalații de gneise granitice și granitporfire albe (cuarțkeratofirul!) deoparte și de alta a zonei de calcare tithon-neocomiane. In V. Moraviței, Og. Dealovăț, V. Dognecei și în regiunea de obârșie a Văii Lacului Mic, predomină filite fin injectate cu feldspat. Se găsesc intercalațiuni și injecțiuni de filite sericitice albe cu turmalină, filite cu granați, granulite, gneise oculare, aplite, pegmatite, bancuri de cuarțite albe, dând complexului un caracter ce amintește grupa micașisturilor.

In V. Moraviței, între Paulus și Stațiune și în V. Dognecei, filitele au fost «stomolitizate» (= cornificate) la contactul imediat al granodioritelor.

Șisturile cristaline dintre Bocșa Montană și Oravița aparțin grupei filitelor și sunt cutate, având cutele aplecate la Est și ESE. Zona filitelor este

Institutul Geologic al României

încălecată peste zona sedimentară Reșița—Moldova, ceeace se vede clar la Goruia și de aici înspre SSW până la Dunăre. Cu toate acestea, în profilul Nr. 8, dat la pag. 213, conglomeratele carbonifere dela Mâniom se reazimă transgresiv peste filite, iar acestea se înclină concordant sub conglomerate. Atât în profilul 3 dela Ocna de Fer, cât și în profilul 8 din V. Bârzavei, șisturile cristaline sunt reprezentate în cute simple, sinclinale și anticlinale normale.

Afară de lucrările originale de mai sus, au apărut în diferite timpuri articole și lucrări de compilație, cari repetă fapte cunoscute. Vezi Nr. 21 și 24 (HAUER), 26 (PETERS), 28 (Notice sur les mines, usines, et domaines du Banat en Hongrie) și 34 (SUESS) din lista bibliografică dată de HALAVÁTS (30).

Cea mai importantă sinteză geografică și geologică a Banatului este lucrarea lui FR. TOULA, (75) apărută în 1880.

In evoluția cunoștințelor geologice din regiunea Ocna de Fer—Bocșa Montană, putem deosebi deci următoarele etape:

1770—1865. Lucrările vechi geognostice și de interes mai mult mineralogic-minier.

1865—1886. Lucrările fundamentale ale lui B. v. COTTA, FR. v. SCHRÖCKENSTEIN, J. SZABÓ, HJ. SJÖGREN și alții cari au pus bazele serioase ale cunoașterii geologice a regiunii noastre. Pe lângă studiile amănunțite ale zonei de zăcăminte de minereuri s'au luat în studiu treptat, atât rocele eruptive cât și șisturile cristaline.

1884, 1888—1914. In această perioadă GY. HALAVÁTS a făcut cartările geologice 1 : 75.000, P. ROZLOZSNIK și K. EMSZT au prelucrat chestiunea banatitelor, E. BERGEAT a studiat metamorfismul de contact endogen și exogen din zona calcarelor și, în fine, FR. SCHAFARZIK a făcut primele studii tectonice.

1923. Am început cercetările mele asupra regiunii.

Dacă aruncăm o privire asupra hărților și profilelor referitoare la regiunea noastră [1]), observăm că cele mai multe se referă la zona zăcămintelor de minereuri.

1865. In schița geologică rudimentară a lui B. v. COTTA (15), copiată după FR. v. SCHRÖCKENSTEIN, s'au separat numai șisturile cristaline, Jurasicul, calcarul recristalizat și banatitele.

1869. M. CASTEL (11) dă o schiță colorată 1 : 50.000, foarte îngrijită în ce privește zona calcarelor, dela Sofia din V. Ferendiei până la Ferdinandi, la Dognecea. Este de sigur reproducerea hărții miniere existente. Găsim separate: sienit, micașisturi, calcar jurasic metamorfic, gangă în general, cuarț (la Terezia !), minereuri diverse cu semne speciale pentru fiecare fel. Sunt redate petecele de șisturi cristaline de pe Cracul cu Aur și culmea Glück Auf. Pe marginea de NW a calcarelor din D. Dănilii, roca eruptivă vine în contact cu acestea din Og. Vintilii până în V. Aron.

[1]) Vorbesc numai de acelea care mi-au stat la îndemână.

Institutul Geologic al României

1869. G. MARKA (41) prezintă o hartă geologică la scara cca 1 : 8—10.000 a regiunii dintre Amelia și Ocna Roșie (Rotheisenstein), pe care a separat: micașist, micașisturi metamorfozate, sienit, conglomerat și gresie (la Crivan, cota 381 !), calcar alb cristalin, gangă cu minereu, minereuri de fer. Micașisturile metamorfozate sunt figurate numai dealungul sinclinalului de calcare și nu dealungul contactului dintre șisturi cristaline și sienit [1]). Intr'adevăr, atât pe hartă, de ambele părți ale D. Dănilii, la cele două capete ale Tereziei și între apofiza sienitică dela Terezia și ganga dela Ignatius-Franciscus, cât și mai ales în profilul longitudinal al sinclinalului de calcare, între calcare (inclusiv ganga) și sienitul care formează fundamentul general al acestora, dela Paulus până la Dognecea, se interpune constant o pătură intermediară de micașist metamorfozat. Afară de massa sienitică din jurul D. Dănilii, s'au mai separat pe hartă: apofiza dela Terezia, o butonieră alipită de flancul de Vest al gangei dela Franciscus-Paulus și un filon figurat cam la marginea vestică a corneenelor dintre Paulus și Stațiune. Intre Franciscus și V. Moraviței sunt intercalate fâșii de gangă în micașisturi.

1870. In schița lui FR. v. SCHRÖCKENSTEIN (70), la scara ca 1 : 5.000, e reprezentată numai porțiunea dintre Eleonora-Paulus și D. Dănilii. S'a separat: sienit, micașist, calcar, granatfels și corpurile de minereuri. A fost separată și apofiza banatitică dela Terezia pe care o trecuse și COTTA (dar mult mai exagerat) și MARKA.

1886. Schița dată de HJ. SJÖGREN (71) la scara cca 1 : 50.000 provine probabil tot dela direcțiunea exploatărilor și reprezintă zona calcarelor dela Crivan până la Dognecea. Ea cuprinde următoarele: Diluvium (depozitul dela Amelia), Grauwacke (conglomeratele dela Crivan, cota 381), calcar cristalin, șisturi arhaice, cuarțdiorit-banatit, « Lagerarten », minereuri. Se află separată apofiza Terezia și trei mici apofize banatitice lângă lentila de calcar dela Franciscus și la W de Paulus. Calcarul din D. Dănilii e separat de banatitul din V. Moraviței prin o pană de șist cristalin. Un filon banatitic străbate calcarul între Sf. Arhangheli și Elias Ennoch.

Aceeaș hartă se găsește și azi la scara 1 : 14.400 la biuroul exploatărilor dela Ocna de Fer. Pe ea s'au făcut unele modificări pentru a o pune în concordanță cu aceia a lui HALAVÁTS.

1908. P. ROZLOZSNIK (62) reproduce după HALAVÁTS la scara 1 : 100.000 regiunea dintre Bocșa Montană și Dognecea.

1910. Schița 1 : 25.000 a lui E. BERGEAT (4) e făcută după o hartă minieră și cuprinde zona dintre Paulus și Iuliana. Separațiuni: banatit, micașist, calcar cristalin, gneis, minereu-granatfels-bolus. Pe această schiță s'a

[1]) Cu două excepții în regiunea D. Dănilii: o lentilă mare de micașist metamorfozat inclusă în sienit pe coasta de Est a Dănilii și o fâșie de aceeaș rocă, între sienit și micașist normal, în V. Moraviței, în dreptul Sf. Arhangheli.

Institutul Geologic al României

separat gneisul din V. Moraviței de lângă Terezia, ca o bandă ce se prelungește spre Vest, între micașisturi și massivul banatitic.

1911 și 1914. Apar hărțile geologice 1 : 75.000 Dognecea—Gătaia, ridicată de Gy. Halaváts (29) și Reșița—Caransebeș, ridicată de Gy. Halaváts și Fr. Schafarzik (31).

In porțiunea în care este cuprinsă regiunea noastră s'au separat: Carboniferul superior, șisturile cristaline ale grupei superioare, calcarele tithonice, formațiunea de contact, banatitele, Pontianul, Diluvialul și Aluvialul.

Intre harta lui Halaváts și harta ridicată de mine sunt diferențe importante atât în delimitarea diferitelor formațiuni geologice, cât și în numărul separațiunilor făcute pe hartă. Aceste diferențe reies mai bine din compararea directă a hărților.

In ceeace privește profilele ce s'au publicat până acuma asupra regiunii noastre, majoritatea se referă la zona calcarelor, în regiunea zăcămintelor de minereuri. Primele profile transversale ale regiunii le-a dat Fr. Schafarzik (65) : unul prin V. Bârzavei și altul prin V. Moraviței - Og. Dealovăț. Despre ele am vorbit mai sus.

Institutul Geologic al României

PARTEA II-A

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ A REGIUNII OCNA DE FER—BOCŞA MONTANĂ

CAPITOLUL I

FUNDAMENTUL CRISTALIN [1])

Rocele cele mai vechi care formează fundamentul regiunii Ocna de Fer—Bocşa Montană, sunt şisturile cristaline. Ele reprezintă terminaţiunea nordică a insulei cristaline dintre Oraviţa şi Bocşa Montană.

Limitele acestui fundament cristalin sunt în acelaş timp limitele regiunii cartate şi anume: la Vest depozitele pliocene dintre Biniş şi Bocşa Română dela marginea răsăriteană a Basinului Pannonic, la Nord massivul banatitic al Bocşei, iar la Est Pliocenul dela Ezeriş şi sedimentele Carboniferului superior dela Mâniom şi Lupac. Fundamentul nostru cristalin se află deci între Depresiunea Pannonică şi Zona sedimentară paleo-mesozoică apuseană a Banatului. Lăţimea lui în partea de SW a regiunii este de cca 8 km; către NE însă se îngustează din ce în ce din cauza massivului banatitic al Bocşei, într'atâta încât la hotarul Ezerişului lăţimea acestui fundament — între massivul eruptiv şi limita Carboniferului superior — abia mai este de 2,5 km. Mai spre E depozitele pliocene îl acoperă de tot.

Rocele care constituesc şisturile cristaline ale regiunii noastre, sunt roce metamorfice vechi, probabil paleozoice. Ele pot fi repartizate la două complexe importante de şisturi cristaline:

Complexul gneiselor micacee, care alcătueşte cea mai mare parte a fundamentului cristalin şi anume partea dela apus de o linie care

---

[1]) Autorii vechi au dat prea puţină atenţie şisturilor cristaline din regiunea noastră. Datele vechi ale lui B. v. COTTA şi Fr. v. SCHRÖCKENSTEIN sunt cam vagi. HJ. SJÖGREN a fost cel dintâiu care a dat descrieri microscopice a câtorva gneise dela Ocna de Fer. De fapt, GY. HALAVÁTS şi FR. SCHAFARZIK au fost aproape singurii cari s'au ocupat ceva mai deaproape cu problema şisturilor cristaline din regiunea noastră, primul în interese de cartări geologice, iar al doilea cu scopul de a aduce chestiunea şisturilor cristaline din Banat în armonie cu teoriile MRAZEC-MURGOCI asupra clasificării şi tectonicei şisturilor cristaline din Carpaţii Meridionali. HALAVÁTS şi SCHAFARZIK au repartizat întregul fundament de şisturi cristaline al regiunii Oraviţa-Bocşa Montană la grupa superioară filitică.

Institutul Geologic al României

începe la NE, în V. Trestiei (Ezeriș), trece spre SW prin tunelul Colțan (V. Bârzavei) pe la confluența Og. Harca cu V. Ferendiei (Ocna de Fer) și se continuă în Valea Dognecei, la N de Dognecea; și

Complexul rocelor verzi, care formează fâșia dintre linia de mai sus și zona sedimentară paleo-mesozoică apuseană a Banatului.

Aceste două complexe de șisturi cristaline se pot paraleliză din punct de vedere al metamorfismului regional ce l-au suferit cu cele două grupe cristalofiliene vechi stabilite de L. Mrazec în Carpații Meridionali și anume complexul gneiselor micacee e comparabil cu Grupa I, iar complexul rocelor verzi cu Grupa II.

Cu aceasta însă nu vreau să susțin identitatea grupelor de șisturi cristaline din Carpații Meridionali cu cele din Banatul apusean. Chestiunea aceasta nu este încă lămurită și se pare — dimpotrivă — că sunt deosebiri care rămân să fie studiate.

I. COMPLEXUL GNEISELOR MICACEE

Gneisele micacee alcătuesc o mare parte a regiunii dintre Ezeriș, Bocșa Română și Dognecea, formând o bandă ce se lărgește treptat dela NE (1—2 km lărgime) către SW (6—7 km lățime la marginea regiunii cartate).

La capătul de NE gneisele micacee dispar sub sedimentele ponțiene dela Ezeriș. Dincolo de această localitate, gneisele se mai continuă ca o fâșie mai îngustă de 1 km până spre Zorlențul Mare arătând ca un deget spre insula de șisturi cristaline din Măgura dintre Zorlențul Mic și Brebul, unde gneisele aplitice au o mare desvoltare. La marginea de N complexul gneiselor micacee este limitat de massivul banatitic al Bocșei în care este prinsă massa gneiselor dela Tâlva Drenii—Bocșa Nouă. La W depozitele neozoice dela Bocșa Română înaintează peste fundamentul de gneise micacee, iar la E complexul acesta e separat de acela al rocelor verzi printr'o importantă linie tectonică. Spre SW banda de gneise se lărgește și se prelungește în afara regiunii noastre.

Dealungul acestei benzi de gneise micacee se află un sinclinal îngust de calcare mesozoice ce se întinde în direcția generală SW-NE dela Cauna Nouă (Valea Lacului Mic) până la Ezeriș, împărțind regiunea noastră în două jumătăți longitudinale aproape egale.

Fâșia de gneise micacee cuprinsă între sinclinalul de calcare și complexul rocelor verzi are o structură tectonică în solzi încălecați spre răsărit, cele mai frecvente înclinări fiind spre apus, pe când gneisele dela W de calcare prezintă o tectonică mai liniștită — deși nici aici nu lipsesc faliile și schimbările de direcție și înclinare — iar înclinările șisturilor, în cazurile cele mai frecvente se îndreaptă spre calcare. In felul acesta complexul gneiselor micacee ia aspectul unui mare sinclinal faliat dealungul fâșiei calcarelor, și cu aripa răsăriteană transformată în solzi încălecați spre Est.

Institutul Geologic al României

Aceste fapte se oglindesc și în aspectul rocelor. Intr'adevăr, putem distinge două aspecte petrografice, în complexul gneiselor micacee, unul caracterizează rocele fâșiei dela răsărit de calcare, Zona Buchin, iar celălalt pe cele din massa gneisică apuseană, Zona Bocșița—Drimoxa.

Rocele Zonei Buchin din cauza tectonicei în solzi ce caracterizează zona, sunt presate și mărunt încrețite sau chiar frământate și laminate. Culoarea lor este cenușie verzuie din cauza predominării cloritei și muscovitei, prima — diaftoritică — provenind din biotită, care pe alocuri poate să fie frecventă.

Caracteristica rocelor din zona Buchin: aspect încrețit și predominarea cloritei și muscovitei.

In Zona Bocșița-Drimoxa gneisele și șisturile au o stratificație liniștită, desfăcându-se în bancuri, plăci și foi plane. Indoiri și încrețiri sunt fenomene legate de dislocațiuni locale. In rocele acestei zone observăm frecvența mai mare a biotitei care foarte adesea, împreună cu muscovita, este mica predominantă, iar clorita deși nu lipsește nu mai joacă un rol important. Un mineral pe care îl întâlnim frecvent ací este turmalina ale cărei mici prisme aciculare negre-violacee se întâlnesc sporadic pe fețele de șistozitate în care sunt dispuse neorientat, preferând rocele mai șistoase. Ubicuitatea ei în această zonă și raritatea, aproape lipsa ei în cealaltă, cel puțin megascopic, o face caracteristică zonei Bocșița—Drimoxa.

Caracteristica Zonei Bocșița—Drimoxa: șistozitate plană, predominirea biotitei și muscovitei și ubicuitatea turmalinei.

Am fi putut vorbì și de un aspect Bocșa Nouă exclusiv biotitic, dar e foarte probabil că avem de a face acolo cu influențe de contact banatitice.

S'ar părea deci că înaintând în complexul gneisic-micaceu, dela E spre W, trecem de fapt dela faciesuri de metamorfism de adâncime mai mică la adâncimi de metamorfism gradat mai mari. Din compoziția și aspectul general al rocelor, ca și din repartizarea lor de pe teren, se detașează impresia că mergând dela E la W progresăm din Epizonă în Mesozonă în sensul lui U. Grubenmann (21).

Rocele zonei Buchin au caractere diaftoritice (cloritizarea biotitelor și granaților) și par să fi provenit din rocele zonei Bocșița—Drimoxa printr'un slab metamorfism dinamic, epizonal. Aceste caractere nu lipsesc nici în rocele zonei Bocșița—Drimoxa, dar ele sunt, în general, mai frecvente în zona Buchin. Tot un caracter diaftoritic al paragneiselor în general, este alterarea plagioclașilor mai vechi, a oligoclașilor.

Gneisele micacee sunt străbătute dela N la S de un massiv banatitic cu o lățime variind între 1—4 km, pe care au mai rămas petece izolate din coperișul gneisic și care a metamorfozat rocele din jur-împrejurul contactului său, desvoltând o aureolă de contact de 0,5—1,5 km. Transformările suferite de gneise la contactul granodioritelor vor fi descrise în capitolul asupra metamorfismului de contact.

Institutul Geologic al României

Complexul gneiselor micacee este format din paragneise de origină argilo-grezoasă care reprezintă cele mai vechi roce din regiune (anterioare Carboniferului superior). In acest complex se găsesc câteva benzi subțiri și lentile de aplite, pegmatite și gneise injectate și lentile mici de câțiva metri de amfibolite de origină diorito-gabbroidă. Aceste benzi și lentile formează două zone mai importante, una lângă flancul de apus al calcarelor și alta dela Tâlva Drenii la Bocșa Nouă, a cărei continuare o formează probabil ivirile dela izvoarele Bocșiței. Toate acestea sunt foarte probabil manifestațiuni ale unei masse ortogneisice care ar există în profunzimile fundamentului de șisturi cristaline.

Ca un bloc străin în acest complex se prezintă filoanele de granit plagioclasic și corneenele sale de contact dela cascadele Moraviței dintre calcare și stațiunea Ocna de Fer. Este o ivire izolată adusă probabil pe o linie tectonică. Gneisele granitice violacee din V. Ferendiei (Ogașul Tomii) sunt probabil în legătură cu acest granit plagioclasic.

A) Paragneisele

Cea mai mare parte a complexului gneisic este alcătuită din paragneise. Ele formează o alternanță de pături, unele mai compacte gneisice sau cuarțitice, altele mai șistoase micacee, formând un complex genetic unitar, derivat dintr'o serie sedimentară argiloasă și grezoasă, dela care au păstrat marea variabilitate în raporturile cantitative dintre mineralele componente, ceeace permite ca toate tranzițiile să existe chiar între tipurile extreme. Variațiunea aceasta se face aproape la tot pasul încât nu putem să deosebim pe hartă zone mai ales șistoase de zone mai ales gneisice sau cuarțitice. In general răspândirea cea mai mare o au tipurile gneisice feldspatice, mai mult sau mai puțin micacee.

Din cauza variabilității de care am vorbit, o clasificare a paragneiselor este foarte dificilă, căci în natură sunt treceri continuue, ce se oglindesc și în cele vreo 40 secțiuni de paragneise ce-mi stau la dispoziție, încât limitele ce am pune ar fi arbitrare [1]). Totuș dacă considerăm extremele cuarțitice și șistoase ajungem la următoarea împărțire ce se impune dela sine chiar pe teren:

1. Gneise feldspatice în care plagioclasul, cuarțul, muscovita, biotita, clorita și uneori granatul joacă rolul principal.

2. Șisturi micacee, de aceeaș compoziție, în care predomină însă muscovita, biotita, clorita, iar granatul și turmalina pot devenì mai frecvente.

3. Cuarțite gneisice, cuarțite și lentile de cuarț formate în mare majoritate din grăunțe de cuarț, pe când feldspatul și micele joacă un rol secundar, putând, în cazuri extreme, lipsì cu totul ca și mineralele accesorii.

[1]) Uneori chiar în aceeaș secțiune avem astfel de tranziții.

Institutul Geologic al României

Limitele în care variază cantitatea procentuală a mineralelor din rocele astfel clasificate, sunt următoarele:

	Plagioclas	Cuarț	Mice și clorite	Granați	Accesorii
Gneise feldspatice . .	15—70%	15— 70%	0—33%	0— 8%	0,5—5 (10)%
Șisturi micacee	0— 8%	16— 56%	(30)-65—71%	0—10%	0—8%
Cuarțite gneisice . . .	8—15%	75— 80%	9—10%	—	1—3%
» curate	—	99—100%	—	—	0—1%

In ce privește dimensiunea mineralelor și ea este variabilă, în limite nu prea largi, și anume între cca 2 mm la porfiroblaste și 0,01 mm, dimensiunile medii fiind 1—0,1 mm.

Cum am văzut mai sus avem paragneise de tipul Bocșița—Drimoxa și paragneise de tipul Buchin, primele fiind plan-șistoase, iar celelalte fiind încrețite, corespunzând fiecare unei zone tectonice în complexul gneisic. Sub microscop nu putem face această deosebire ea având o însemnătate numai tectonică; cel mult putem constată frecvența mai mare a cloritei în dauna biotitei în tipul Buchin și viceversa în tipul Bocșița—Drimoxa.

1. GNEISE FELDSPATICE

Acestea sunt rocele cele mai frecvente din complexul gneiselor micacee. O caracteristică foarte răspândită a acestor roce este prezența bobițelor albe de plagioclas albitic care produc o structură lenticulară măruntă în spărtura transversală, iar pe suprafețele de șistozitate, un aspect nodulos. Acestea sunt gneisele noduloase cu porfiroblaste de albită. Mărimea acestor nodule feldspatice variază dela 2 mm până la fracțiuni de milimetru, iar la urmă nu se mai deosebesc megascopic, încât roca devine un gneis compact fără nodule feldspatice. In unele cazuri plagioclasul este un oligoclas: gneise oligoclasice.

Mai importantă este variabilitatea cantităților de cuarț, feldspați și mice care face aproape imposibilă o clasificație a acestor gneise, dar care determină înfățișarea lor megascopică. Astfel, plecând dela un tip mediu cu înfățișare de gneis cu nodule mărunte feldspatice și desfăcându-se în plăci mai mult sau mai puțin șistoase, trecem treptat la gneise micacee șistoase; acestea fac tranziția la șisturi micacee, prin creșterea importanței păturilor micacee și micșorarea și dispariția nodulelor feldspatice, roca devenind din ce în ce mai clivabilă în șisturi subțiri ce alternează cu plăci și bancuri mai compacte. Pe de altă parte, prin scăderea cantității de mice obținem gneise feldspatice sărace în mice, compacte. Unele din aceste gneise au aspecte ce se apropie de acelea ale aplitelor albitice, încât fac impresia de roce intermediare; într'o aceeaș secțiune am găsit într'o parte 90% iar în cealaltă parte 60% feldspați albitici: feldspatizare? un

Institutul Geologic al României

plagiaplit? sau un strat subțire primordial mai feldspatic, arcoză feldspatică? [1]).

Dacă scade și cantitatea de feldspat, atunci avem intercalațiuni de bancuri de gneise cuarțitice care fac tranziția la cuarțite mai mult sau mai puțin feldspatice. Dacă am considerà și felul micei predominante, se înțelege că am puteà complicà lucrul și mai mult, dar fără folos, căci toate aceste tipuri trec mereu unele într'altele.

In fine dacă dimensiunile tuturor mineralelor scad mult sub 0,5 mm roca ia un aspect compact, cu o fină textură paralelă și atunci avem gneise fine cu înfățișare aproape filitoasă.

Sub microscop structura acestor gneise prezintă toate tranzițiile între tipuri heteroblastice și tipuri homeoblastice. La primele avem deaface cu porfiroblaste de plagioclas acid cu dimensiuni până la 2,5 mm în diametru. Prin micșorarea treptată a acestora structura devine granoblastică-homeoblastică, mai mult sau mai puțin lepidoblastică, după bogăția micei. Afară de aceasta structura este totdeauna poikiloblastică din cauza plagioclașilor ciuruiți de grăuncioare de cuarț și alte minerale.

Textura este, la tipurile heteroblastice, șistoasă-lenticulară sau noduloasă, iar la celelalte șistoasă-plană. Șistozitatea este marcată de foițe de mică care învelesc în primul caz nodulele de plagioclas, iar în al doilea caz separă stratulețele de cuarț și plagioclas, fie ordonându-se în fâșii neîntrerupte, fie ca foițe separate, dar orientate pe aceleași linii paralele. Adesea ajută și cuarțul la marcarea șistozității, având forme de plăci paralele cu șistozitatea sau grăunțele alipite în direcția șistozității formând pături subțiri. Și feldspatul are uneori tendința de a alcătuì grăunțe și lentile turtite sau puternic alungite.

Pentru a evità repetițiile dăm aici un tablou cuprinzând compoziția mineralogică procentuală a gneiselor feldspatice și dimensiunile mineralelor [2]).

Totodată pentru a ilustrà mai bine variabilitatea despre care am vorbit mai sus, să încercăm să dăm câteva date bazate pe studiile microscopice luând ca punct de plecare tipul mediu de paragneise feldspatice din coloana III-a a tabloului din pag. 48 (fără nici o pretenție de clasificare):

paragneise feldspatice sărace în mică: mica scade la 0—5%;

[1]) Este gneisul biotitic cu aspect aplitic ce apare la 70—80 pași spre W de V. Racilor lângă șoseaua Bocșa—Reșița și ale cărui bancuri reapar în Ogașul Colțan-Est [1]). Este citat de FR. SCHAFARZIK ca « gneisse (injicierte gepresste Granite) » (65, p. 203).

[2]) Aceeaș normă o vom urmà în toate descrierile de roce, evitând repetarea mineralelor în cursul descrierii și putând renunțà astfel de a descrie mereu aceleași accesorii dacă nu au nimic deosebit, tabelele compoziției procentuale cuprinzând dealtfel înșiruirea tuturor mineralelor în ordinea frecenții lor.

[1]) Pentru a deosebì cele două ogașe dela Colțan, vom numì pe unul Og. Colțan-Est și pe celălalt Og. Colțan-Vest.

Institutul Geologic al României

paragneise foarte feldspatice, sărace în cuarț și/sau mică: 65—70% feldspat (într'o secțiune 90%!, feldspatizare?);

paragneise micacee șistoase: peste 25% mică;

paragneise cuarțitice sărace în feldspați și/sau mică: peste 60% cuarț.

Vedem deci că între diversele paragneise se operează pe nesimțite toate tranzițiile; deaceea trebuie să renunțăm de a le subîmpărți, considerându-le toate într'o serie genetică unitară în limitele extreme aproximative date în tablou.

Din compoziția mineralogică dată observăm lipsa completă a feldspaților potasici. Rar de tot întâlnim și acești feldspați, dar atunci ei s'au înfiltrat pe linii fine de crăpare formându-se din soluțiunile

Mineralele	Media din 25 secțiuni	Tipuri medii	Limite extreme	Dimensiunile mineralelor în mm
Cuarț	45,5%	20—60%	15—70%	lentile ... 2,25 : 0,55-0,8 : 0,4 grăunțe .. 0,4 : 0,4-0,03 : 0,01 caincluz.. 0,2 : 0,1-0,01 : 0,01
Plagioclas acid	35 %	15—53%	15—70%	porfiroblaste 2,25 : 2-0,6 : 0,3 grăunțe .. 0,5 : 0,3-0,3 : 0,15
Muscovită (și sericită)	7,5%	8—25%	2 ↓ 33% : 0—20%	foițele izolate: 1,7 : 0,15—0,14 : 0,03
Biotită	8,5%		0—20%	lățimea păturilor de mice 0,3—0,7
Clorită (uneori clinoclor)			0—11%	
Granați	1,5%	0—8%	0—8%	0,4 : 0,35—0,05 : 0,05
Minereu negru	2%	1—4%	0,5—5%	0,5—2% : 0,2—0,01
Turmalină				1,5 : 0,3 (megascopic până la 10 mm lungime; grosimea nu atinge 0,5 mm)
Apatită				
Zircon				
Titanită				
Rutil (uneori sagenită)			0—1,5%	lungimea 0,1—0,2
Pirită				
Epidot (întâlnit numai în două cazuri)			[5—6%]	0,28 : 0,07

care au circulat pe crăpături; în tot cazul importanța lor este cu totul neglijabilă.

Cuarțul este unul din mineralele cele mai frecvente; rar scade sub 20%. Forma lui este adesea poligonală izometrică, dar mai adesea este lunguiață, ajutând astfel la o șistozitate mai marcată. Marginile lui sunt uneori dințate, deobiceiu însă neregulate, cu tendințe spre conture simple. Mai totdeauna are extincția mai mult sau mai puțin undulatoare. Când structura lui se apropie mai mult de aceea «în pavele», atunci are extincția aproape limpede. In ce privește incluziunile fine ce le cuprinde, nimica deosebit nu e de spus. Pot apărea incluse în el mici grăunțe de minereu sau foițe de mică.

Institutul Geologic al României

Plagioclasul este de două feluri: un oligoclas cu vreo 20% An și o albită sau un albit-oligoclas având până la 10% An.

Oligoclasul se întâlnește în rarele gneise oligoclasice, fie ca porfiroblaste, fie ca grăunțe mici lunguețe, iar în majoritatea paragneiselor se regăsește sub formă de pete neregulate în marginile porfiroblastelor albitice în care s'a transformat. E rar maclat (și atunci mai totdeauna după n'γ); clivajele lui sunt totdeauna indicate prin șiragul de pulberi și foițe sericitice, care îi dau un aspect tulbure, ce-l deosebește imediat de albite. Deobiceiu nu e poikilitic, spre deosebire de acestea din urmă.

Plagioclasul albitic formează nodulele din gneisele cu porfiroblaste feldspatice. Are forme ovale, e limpede și proaspăt, cu birefringența mai ridicată, dar indicele de refracție totdeauna mai mic decât al oligoclasului. Se observă macle simple din doi indivizi, exclusiv după n'α, legea albitei; rar câteva lamele polisintetice. Deobiceiu e nemaclat și e ciuruit de grăunțe de cuarț și alte minerale (poikilitic). Unde e concrescut cu un oligoclas, acesta e maclat după n'γ, pe când albita după n'α. Aceasta pare a fi o lege.

Plagioclasul albitic s'a format din cel oligoclasic. In gneisele oligoclasice și în cele fără porfiroblaste feldspatice, se poate observă începutul formării nodulelor albitice. Pe contul oligoclasului se vede cum se formează o substanță albitică, limpede, neregulat răsfirată în jurul viitoarelor incluziuni de cuarț, dar având orientarea optică unitară până în limitele viitoarei nodule. Se observă și formarea unei macle simple care sare peste grăunțele de cuarț și se continuă în mai multe pete mici albitice. In gneisele oligoclasice albita formează pete limpezi reduse și neregulat lobate în interiorul oligoclașilor pe cari îi înlocuește repede încât aceștia în majoritatea paragneiselor abiă au mai rămas ca pete și învelișuri tulburi în marginea albitelor proaspete. In unele secțiuni se observă un porfiroblast oval de albită format în mijlocul unui oligoclas mai subțire și lung. Micele și cloritele străbat oligoclasul dar se opresc ca retezate la marginea albitei care a crescut adesea transversal pe șistozitate dând parcă la o parte pătura de mice și clorite care ocolesc albita fără să o pătrundă. Orientarea albitei poate fi aceeaș, dar foarte adesea e puțin diferită de a oligoclasului. Fapte identice au fost descrise de A. STRECKEISEN din amfibolitele noduloase din Grisoni (72).

Toate aparențele vorbesc în favoarea formării albitei din oligoclase mai vechi, probabil prin decalcifierea acestora (în albite găsim adesea granați, rar epidoți), combinată eventual cu aporturi de substanță (Na_2O), fenomene de dezamestec și metasomatism care tind la crearea de echilibre chimice mai stabile, adaptate la noualе condițiuni date [1]).

[1]) Șisturi cu porfiroblaste de albită au fost studiate de V. M. GOLDSCHMIDT (20) din regiunea Stavanger (Norvegia). Formarea acestor porfiroblaste a fost explicată prin metasomatism, datorit aportului de substanțe (în special Na_2O fixat de excesul de alumină

Institutul Geologic al României

Porfiroblastele albitice sunt mai totdeauna ciuruite de incluziunile celorlalte minerale din rocă, mai ales cuarț rotunjit sau lungueț, apoi mice, granați, uneori epidot, apatită, minereu, rutil (vezi Pl. I, Fig. 3). Incluziunile pot fi mai mari și mai numeroase și atunci nu mai rămâne din feldspat decât o rețea scheletică. Incluziunile pot fi răspândite la întâmplare sau pot fi dispuse strict orientate (cuarțul puternic alungit) dealungul întregii secțiuni și paralele cu șistozitatea. Uneori incluziunile sunt orientate discordant față de șistozitate și atunci e de presupus o rotire a porfiroblastului. Incluziunile paralele se observă în gneisele plan-șistoase de tipul Bocșița—Drimoxa, iar cele discordante sunt mai frecvente în gneisele încrețite de tipul Buchin.

Mineralele micacee sunt reprezentate prin biotite, clorite și muscovite. Ele învelesc porfiroblastele scoțând și mai mult structura noduloasă în evidență sub microscop. Ele sunt dispuse fie în dungi și pături liniștit ondulate printre lentilele turtite de feldspat sau de agregate de grăunțe de cuarț (gneise de tip Bocșița—Drimoxa), fie în dungi neliniștite, puternic și brusc îndoite și atunci micele sunt dispuse neregulat, formând unghiuri între ele sau sunt îndoite (gneise de tip Buchin). Când micele formează pături atunci gneisele sunt șistoase, când însă micele sunt dispuse în dungi subțiri sau întrerupte, încât foițele lor izolate sunt așezate cap la cap sau distanțate între ele, atunci gneisele sunt mai compacte și se desfac în plăci, alternând în bancuri cu gneisele șistoase.

In unele roce predomină mai mult biotitele sau cloritele, în altele muscovitele, de regulă sunt însă toate asociate.

Biotita este mai totdeauna brună, câteodată roșcată. Policroismul este: n α galben ca paiul, n γ brun-roșcat sau brun-închis, nuanță olive. Conține adesea aureole mici policroice ce se regăsesc și în clorite. Acestea din urmă sunt verzi-deschise cu policroismul cunoscut. Ele s'au format din biotite și conțin uneori grăunțe de minereu și minerale secundare titanifere. In majoritatea cazurilor avem de a face cu un pennin, mult mai frecvent optic pozitiv decât negativ, cu birefringența foarte scăzută. Pe fețele de șistozitate ale gneiselor mai sărace în mică, ele ies în evidență sub formă de fluturași verzi de 2—3 mm lățime. Intr'o rocă de pe Ogașul cu Bureți, afluentul V. Ferendia, am întâlnit clinoclor ca mineral micaceu predominant. Muscovita este mica ce impune mai mult cu luciul ei argintiu. Este mai totdeauna

al filitelor) din magme intrusive acide care au exercitat un intens metamorfism de contact prin injecțiune, asupra rocelor primordial filitice în care s'au intrus.

In Carpații Meridionali, L. MRAZEC (42) a atras atenția de mult asupra importanței fenomenelor de injecțiune magmatică în șisturile cristaline ale Grupei I care au dat naștere între altele la șisturi și gneise feldspatizate.

Roce cu porfiroblaste de albită au descris în Carpați M. REINHARD (55, 56), M. SAVUL (An. Inst Geol. Rom. XII), în Alpi, A. STRECKEISEN (72) ș. a.

Institutul Geologic al României

concrescută cu celelalte minerale micacee. Unghiul axelor optice e variabil ajungând câteodată la 0°, încât muscovita devine uniaxă.

In general se poate spune după observațiile de pe teren că cloritele sunt mult mai frecvente în gneisele tip Buchin, care poate din cauza frământărilor tectonice au suferit o cloritizare intensă a biotitelor. Aceasta spre deosebire de gneisele zonei Bocșița—Drimoxa.

Dintre celelalte minerale granatul poate ajunge mai important (până la 8%). Rar lipsește de tot. El se află inclus de regulă în porfiroblastele de albită, iar în lipsa acestora printre grăunțele celorlalte minerale. Are forme patratice, dreptunghiulare, rombice, hexagonale, rotunzite. Adesea se observă cloritizări pe crăpături; de multe ori granatul e complet înlocuit printr'o pseudomorfoză cloritică sau de biotite blonde secundare. In el poate să fi intrat calciul moleculei anortitice cu ocazia formării porfiroblastelor albitice din oligoclas (?).

In câteva secțiuni am întâlnit epidot (5%) asociat cu granați și biotite brune cu nuanță olive. Proveniența lui în iviri așa de izolate e greu de explicat. Probabil să fie vorba de un fost sediment, local ceva mai bogat în calciu.

Minereul negru se instalează deobiceiu printre foițele de mică. Ace de rutil, galbene ca mierea, sunt numeroase în roca cu clinoclor și sunt orientate în direcția șistozității. Sunt dealtfel frecvente și în alte gneise. Turmalina se întâlnește mult mai frecvent în planele de șistozitate unde prismele ei negre sunt orientate în toate direcțiile. Are culori verzi-vineții-brunii. Zona Bocșița—Drimoxa e caracterizată prin prezența turmalinei. Celelalte accesorii n'au multă importanță.

2. ȘISTURI MICACEE

Am văzut mai sus cum prin scăderea treptată a cantității de plagioclas și prin înmulțirea micelor trecem la micașisturi. Acestea alternează cu bancurile gneisice către care prezintă toate tranzițiile.

Putem deosebi două tipuri mai frecvente și alte două tipuri întâlnite mai rar:

a) Șisturi muscovito-cloritice cu granați;
b) Șisturi muscovito-biotitice cu turmalină;
c) Șist muscovitic cu cloritoid și porfiroblaste de clorită și granat;
d) Șist muscovitic cu porfiroblaste de clinoclor și plagioclas.

a) Șisturi muscovito-cloritice cu granați.

Aceste roce sunt frecvente în Zona Buchin și se pot vedeà bine deschise pe V. Ferendiei între cele două lacuri, dealungul drumului de pe malul drept. Ele sunt foarte cutate și frământate, fiind strivite de solzii și lentilele de gneise, mai compacte. Culoarea lor verzuie-argintie provine dela foițele verzi de clorită și cele argintii de muscovită ce se pot vedeà pe fețele lor de

Institutul Geologic al României

șistozitate; se mai văd nodule îngrămădite de cuarț și pete ruginii de oxizi de fer.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Cuarț	56 %	0,1—0,3
Muscovită	20 %	1,0 : 0,3—0,5 : 0,05
Clorită	10 %	
Granat	10 %	0,8 : 0,8—0,15 : 0,15
Biotită olive	1,5%	
Plagioclas acid	1 %	1,1 : 0,7
Minereu negru	1,5%	0,08—0,01
Limonită		

Structura: o massă granoblastică de cuarț străbătută de pături lepidoblastice de muscovită și clorită. Textura e șistoasă încrețită.

Cuarțul este acelaș ca la gneisele feldspatice. Muscovita este mai abundentă decât clorita; ambele sunt crescute imbricat și împletite dealungul șistozității. Clorita conține aureole policroice și a provenit din transformarea biotitei, din care se mai observă rare foițe de culoare olive. Granații, mai mult sau mai puțin idiomorfi, sunt abundenți și se întâlnesc și în păturile de cuarț și în cele de mică. Pe crăpături se transformă într'o mică verde. Plagioclasul este foarte rar. Minereul negru e frecvent în păturile de mice ca grăunțe mărunte. Din alterarea lui provine limonitul ce formează petele ruginii de pe fețele de șistozitate.

b) Șisturi muscovito-biotitice cu turmalină

Sunt roce fin șistoase, de culoare violacee-argintie, cu puține grăuncioare albe de feldspați ce se văd în spărtura transversală. Pe fețele de clivaj se întâlnesc adesea turmaline. Aceste șisturi se găsesc frecvent printre gneisele Zonei Bocșița—Drimoxa.

Structura este lepidoblastică, iar textura șistoasă, uneori plană, alteori încrețită (helicitică).

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Muscovită (și sericită) .	50%	ca 0,45—0,07
Biotită	21%	
Cuarț	16%	0,9 : 0,2—0,07 : 0,07
Plagioclas acid	8%	1,1 : 0,7—0,6 : 0,4
Turmalină	3%	0,2 : 0,07—0,08 : 0,025
Magnetită, pirită, rutil și apatită	2%	0,15 : 0,15—0,01 : 0.01

Mineralele cele mai frecvente sunt muscovita și biotita, care sunt strâns concrescute în pături adesea cutate, fără ca micele să fie rupte, ci numai în-

Institutul Geologic al României

doite, ceeace dă păturilor o extincție unduloasă. Muscovita este de 2—3 ori mai frecventă ca biotita. Aceasta are policroismul obișnuit, brun — galben-deschis. Printre păturile micacee se găsește un mozaic de cuarț, ale cărui grăunțe mai mari au extincția undulatoare. Feldspatul, un plagioclas acid, este porfiroblastic și adesea complet transformat într'un agregat de sericite. Transformările înaintează dela margini și de pe crăpături. Intâlnim numeroase turmaline cu policroismul cenușiu-albăstrui-verzui și incolor.

c) Șist muscovitic cu cloritoid și porfiroblaste de clorită și granat

Pe Cracul Clement, la vreo 250 m WNW de cota 384 m dintre văile Ferendia și Moravița, drept deasupra cascadelor dintre mina Paulus și stațiunea Ocna de Fer, este o culme pietroasă, unde se întâlnesc, pe lângă corneenele din jurul filoanelor granitice dela cascadele numite, niște șisturi fine argintii-verzui pe care se văd pete verzi izolate de clorită și numeroase nodule cât o gămălie mică de ac, care sub microscop se arată a fi granați.

Structura este porfiroblastică-lepidoblastică și textura paralelă. Porfiroblastele sunt cloritele și granații.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Muscovită	60%	0,2—0,1 : 0,05
Cuarț	20%	0,3 : 0,15—0,1 : 0,1
Granat	10%	0,7 : 0,7—0,15 : 0,15
Clorită	5%	1,8 : 1,4—0,7 : 0,3
Cloritoid	3%	0,2 : 0,15—0,02 : 0,013
Minereu negru	2%	0,05—0,01
Zircon	rar	

Muscovita formează pături de 0,15—0,3 mm grosime, apropiate între ele și anastomozate, încât de fapt avem o țesătură de mice orientate paralel, în golurile căreia se observă grăunțe de cuarț alungite, cu o extincție ușor undulată, care nu ajung să formeze pături continue ci numai șiraguri întrerupte de țesătura de mice.

Pe acest fond se ridică porfiroblastic, cloritele și granații. Foițele mari de clorită sunt așezate fie paralel, fie oblic, ba chiar în unghiu drept față de șistozitate. Clorita are semnul optic pozitiv și un policroism verzui foarte deschis, abia pronunțat. Foițele sunt neregulate și ciuruite de incluziunile de cuarț. Prezintă aureole policroice pronunțate în jurul zirconului. Clorita provine foarte probabil, prin diaftoreză, din biotită. Granații izotropi sunt și ei găuriți de incluziuni de cuarț, minereu, rar de mice, și sunt în proces de cloritizare și limonitizare.

Se întâlnesc numeroase grăunțe mici ovale sau alungite, ale unui mineral biax, cu un policroism abia marcat, n'α slab albăstrui, n'γ incolor și cu indice de refracție puternic, apropiat de al granatului, cu: 2V = cca 60°, semnul optic

Institutul Geologic al României

pozitiv, extincția variind între aproape 0° și cca 17°, birefringența potrivită și dispersiunea pronunțată, $\varrho > v$, prezentând și un clivaj bun paralel cu $n'a$. Mineralul este un cloritoid, absolut identic ca proprietăți optice, aspect și mărime cu cel din șistul cu granați și cloritoide dela Nufenen, Elveția [1]).

Minereul negru este inclus în clorite, granați și printre mice și cuarț; are forme alungite și e dispus paralel cu șistozitatea.

d) **Șist muscovitic cu porfiroblaste de clinoclor și plagioclas**

Pe un afluent din dreapta al Văii Măgurii, ogașul mai important dintre Og. Drăgan și ogașul ce coboară din Gruniul Pașolea, am întâlnit niște șisturi negricioase-cenușii, cu luciu satinat, fin noduloase, și cu suprafețele acoperite de cruste galbene și ruginii de oxizi de fer, foarte asemănătoare ca aspect cu șisturile cu cloritoid descrise mai sus.

Pe un fond cu structura lepidoblastică de muscovite și cuarț se detașează porfiroblastic clinoclorul și plagioclasul. Textura rocei este paralelă-noduloasă și pe alocuri helicitică. Se observă încrețiri care prin laminarea flancului lor median au dat naștere la planuri de translație paralele cu șistozitatea și marcate adesea prin dungi negre de minereu.

Mineralele ce alcătuesc roca, cantitatea lor procentuală și dimensiunile lor în mm:

Muscovită	55%	0,065 : 0,02—0,04 : 0,006
Cuarț	20%	0,2 : 0,15—0,013 : 0,01
Clinoclor	8%	2,5 : 0,55—0,55 : 0,2 (porfiroblaste)
Plagioclas acid	8%	0,9 : 0,7—0,4 : 0,3 (»)
Biotită [2])	5%	
Rutil, minereu negru, pirită, turmalină, granat .	4%	0,45 : 0,06—0,01 : 0,01

Porfiroblastele de clinoclor sunt așezate uneori paralel cu șistozitatea, mai adesea oblic, în ambele sensuri ale acesteia, ba uneori aproape în unghiu drept, suferind torsiuni ce se pot urmări în șiragurile de incluziuni ce sunt cuprinse în ele (praf originar din pastă) și care descriu linii texturale undulate sub formă de S destins, ce se continuă la ambele capete în liniile texturale ale păturilor micacee undulate în jurul nodurilor formate de aceste porfiroblaste. Această continuitate între liniile texturale interioare (s_i) și liniile texturale exterioare (s_e), precum și forma în S a celor dintâiu dovedește mersul gradat al dislocărilor, simultan cu acestea crescând și deplasându-se prin rotire cristalul de clinoclor (22 pag. 467 și urm., 76 pag. 304—305). Când por-

[1]) Secțiunea subțire corespunzătoare am văzut-o în colecția Laboratorului de Mineralogie al Universității din Basel.

[2]) Pentru biotita și clorita din pastă vezi dimensiunile muscovitei.

Institutul Geologic al României

firoblastele sunt așezate aproape paralel cu șistozitatea, se poate observà la unele din ele o textură încrețită (incluziunile de praf!) cu flancurile mijlocii ale cutelor îndreptate aproape în direcția planelor de translație din rocă, cristalul având aerul de a fi fost îngrămădit în direcția lungimii. Marginile cristalelor prezintă adesea o fâșie limpede lipsită de incluziuni, mai ales la contactul cu «aureolele de distensiune» (Streckungshöfe, 22 pag. 171—172 și 436), alcătuite din grăunțe clare de cuarț, foițe mici și clare de clinoclor și grăunțe de minereu, ce s'au format în golurile născute în timpul creșterii și rotirii porfiroblastelor, între acestea și pastă. Aceste goluri s'au umplut pe măsură ce se formau, prin cristalizarea soluțiunilor saturate conținute în rocă și care au dat de sigur ocazie și porfiroblastului de clinoclor să adauge fâșii marginale proaspete lipsite de incluziunile pulveriforme.

Clinoclorul conține aureole policroice, prezintă maclațiunea polisintetică și uneori e ciuruit de grăunțe de cuarț mai ales la capete. El se află și ca microlite în pastă.

Porfiroblastele de plagioclas sunt lenticulare și zonate, având un nucleu rotund de compoziție probabil diferită de aceea a învelișului, dar care nu se poate determinà, plagioclasul fiind tixit de incluziunile de praf negru dispuse în șiraguri transversale pe șistozitate. Uneori se asociază și sfori undulate de sericită producând o textură helicitică. Șiragurile de incluziuni formează linii drepte paralele, care numai la marginea nucleului se curbează brusc ca să se unească cu liniile pastei, iar uneori nici această tranziție nu există și atunci s_i e tăiat de s_e. S'ar părea că porfiroblastele de plagioclas au fost mai mult rotite ca cele de clinoclor în timpul mișcărilor diferențiale.

In pasta formată din muscovită și cuarț se observă mici biotite așezate și ele în răspăr și având aureole de distensiune umplute cu cuarț. Pasta e plină de praf de minereu negru și bastonașe de rutil. Granații se află incluși în plagioclași.

Se poate spune sigur că roca este polimetamorfică dar e greu de spus care sunt fazele și succesiunile de formare a mineralelor și structurilor din rocă.

3. CUARȚITE GNEISICE, CUARȚITE ȘI LENTILE DE CUARȚ

Acestea formează bancuri compacte, cenușii, gălbui, albicioase, uneori cu o fină textură paralelă, alteori massive. Prin desvoltarea de nodule feldspatice ele trec în categoria gneiselor micacee feldspatice.

Afară de acestea întâlnim adesea lentile de cuarț curat, de exemplu în V. Ferendiei între lacuri, pe Ogașul Harca, între Og. Colțan-Est [1]) și Og. Vârtop și în multe alte părți.

Structura acestor roce este granoblastică echigranulară, iar textura lor, ușor paralelă, când există foițe orientate de mică pe un fond massiv de cuarț.

[1]) Vezi nota 1 dela p. 47

Institutul Geologic al României

Uneori clorita e mai desvoltată și atunci avem cuarțite gneisice cu porfiroblaste de clorită.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Cuarț	75—100%	0,5 : 0,5—0,1 : 0,1
Plagioclas acid	0— 15%	0,3 : 0,15—0,15 : 0,15
Muscovită	0— 10%	0,2 : 0,08—0,025 : 0,005 clorita porfiroblastică: 1,0 : 0,2
Biotită		
Clorită		
Zircon, apatită	0— 3%	0,2—0,05—0,005 în diametru
Pirită, minereu negru .		

Cuarțul formează grăunțe izometrice poligonale sau ușor rotunzite, limpezi și cu extincția neunduloasă. Massa de cuarț are textura neorientată. Plagioclașii sunt albitici și au forme cu totul neregulate, lobate, sdrențuite și sunt murdari din cauza incluziunilor. Pe alocuri se observă tendința de a formà nodule. Cu feldspatul se asociază agregate de fluturași mărunți de biotită, clorită și sericită. Muscovita, mai frecuentă, și clorita formează foițe izolate dispuse orientat prin massa de cuarț, dând textura paralelă rocei.

După cum vedem, avem de a face cu roce provenite din metamorfismul gresiilor.

B) Aplitele, pegmatitele și gneisele injectate

Printre paragneise se întâlnesc benzi și lentile de roce de origină aplitică și pegmatitică transformate în gneise de aceleași procese care au metamorfozat întregul complex gneisic, dându-i înfățișarea lui actuală. In legătură cu acestea se află o serie de gneise injectate având adesea o textură oculară. Rocele acestea sunt de considerat ca apofize și injecții ale unei masse eruptive, astăzi probabil sub formă de massive de ortogneise, aflată în adâncimile fundamentului gneisic. Probabil tot emanațiunile acestui massiv ipotetic au produs acele de turmalină, nelipsite mai ales din gneisele zonei Bocșița—Drimoxa.

Rolul acestor iviri aplitice și pegmatitice, care sunt în definitiv ortogneise, și al gneiselor injectate este neînsemnat față de desvoltarea pe care o au paragneisele în regiune. Unele formează benzi și zone injectate de câțiva metri, câțiva zeci de metri, uneori 100—200 m lățime, ce se pot urmări cu întreruperi pe o distanță mică, de câțiva km, iar altele se prezintă ca lentile mici ce se măsoară cu decimetrul sau cu metrul. Probabil că aceste injecțiuni să fie mai frecuente, dar sunt adesea greu de deosebit de unele paragneise feldspatice sărace în mică.

Ivirile mai importante sunt:

1. Fâșia de aplite gneisice și roce injectate de lângă flancul apusean al zonei de calcare, din V. Bârzavei până în V. Moraviței [1]). Spre NE fâșia este

[1]) FR. SCHAFARZIK (65, p. 203) este primul care a menționat «gneisul granitic verzui» dela W de sinclinalul de calcare, în V. Bârzavei. Gneisele corespunzătoare din

Institutul Geologic al României

greu de regăsit în câteva puncte din V. Măgurii, iar spre SSW, deși se întâlnesc adesea aspecte oculare și aplitice, ea este mai greu de recunoscut din cauza metamorfismului de contact din aureola banatitelor.

2. Zona de gneise oculare dela Tâlva Drenii—Bocșa Nouă—Cărpiniș, caracterizată prin frumoase porfiroblaste de ortoză. Gneisele oculare sunt metamorfozate de massivul banatitic, făcând parte din acoperișul acestuia. (Pl. IV, Fig. 1). Această zonă trebuie să fie desvoltată și în fundamentul Godinovei deoarece sedimentele torențiale pliocene dinspre Bocșa Română sunt pline de blocuri de gneise oculare. Inspre Sud, tocmai în regiunea de obârșie a ogașelor din cursul superior al Bocșiței, mai întâlnim o fâșie de gneise lineare, aplitice și injectate.

Probabil tot o fâșie trebuie să formeze ivirile dela barajul Ferendiei, « La Zid » și de pe Og. Dealovăț, la N de Og. Brândușa.

Putem deosebi:

1. Aplite și pegmatite gneisice;
2. Gneise injectate.

1. APLITELE ȘI PEGMATITELE GNEISICE

Acestea sunt gneise feldspatice albicioase, cenușii, roze sau verzui, mai adesea șistoase, uneori însă compacte, formate mai ales din feldspați, cuarț și puține mice. Culoarea lor deschisă, dar mai ales aspectul lor feldspatic și într'o oarecare măsură sărăcia lor în mice ne ajută să le deosebim de paragneisele feldspatice cu care se pot ușor confunda pe teren, încât de multe ori numai microscopul ne poate scoate din îndoială.

Deosebim: aplite albitice cu microclin formate din feldspat potasic, albită și cuarț, care prin pierderea feldspatului potasic trec în aplite albitice, altfel identice cu primele; dacă albita e mineralul predominant avem adevărate albitite; mai întâlnim pegmatite oligoclasice cu puțin cuarț și aplite gneisice sericitizate.

a) Aplite albitice cu microclin

Acestea sunt rocele cele mai bine reprezentate în fâșiile de gneise aplitice. Rocele șistoase albicioase sau cenușii-verzui sunt formate din străturețe de cuarț și feldspat, de grosime de 1—2 mm acoperite de membrane verzui-argintii de mice.

Structura: granoblastică, uneori ușor porfiroidă. Textura: șistoasă-lenticulară. Câteodată se observă aspecte pegmatoide.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

V. Moraviței au fost menționate de B. v. COTTA (15), descrise de HJ. SJÖGREN (71) și citate de GY. HALAVÁTS (25) și FR. SCHAFARZIK (65).

Institutul Geologic al României

		Media	
Albită	25—60%	37%	1,75 : 0,75—0,6 : 0,3—0,15 : 0,15
Feldspat potasic . . .	10—35%	23%	porfiroblaste dela > 10 la 3 : 1,5—1,5 : 0,4 grăunțe 0,6 : 0,3—0,1 : 0,05
Cuarț	15—46%	33%	benzi de 0,1—0,8 mm grosime grăunțe 0,75 : 0,3—0,05 : 0,05
Muscovită (și sericită)	0—7,5%	2,5%	0,8 : 0,15—0,3 : 0,05
Clorită	0— 5%	2%	0,3 : 0,05—0,05 : 0,02
Epidot, magnetită, apatită, titanită, zircon	0,5—6%	2,5%	epidot 1,2: 0,45—0,08: 0,05 restul sub 0,1

Feldspatul potasic este limpede și se prezintă în lentile, granule și forme neregulate chituind interstițiile. El prezintă foarte adesea maclațiunea caracteristică pentru microclin. Lentilele mai mari de microclin sunt deobiceiu bogate în incluziuni de albite, uneori sub formă de șuvițe și pete neregulate, mai adesea grăunțe, care pot deveni așà de numeroase, încât în unele secțiuni întâlnim agregate lenticulare de grăunțe de albită rotunzite, printre care se strecoară xenomorf pete și șuvițe ramificate de substanță feldspatică potasică. Se observă și grăunțe de myrmekite ce pătrund în microclin. Toate acestea ne arată că avem de a face cu o albitizare a feldspatului potasic, care în aplitele albitice dispare complet. Afară de albite, se mai văd incluziuni de cuarț, de mici foițe muscovitice, epidot și clorită, acestea două din urmă deobiceiu infiltrate pe crăpături. Microclinul formează uneori ochiuri mari de peste un cm și de culoare roz în gneisele din jurul fâșiei aplitice (injecțiuni pegmatoide).

Albita se găsește în grăunțe neregulate mai adesea ovale, uneori adevărate stinghii porfiroblastice. Acestea din urmă sunt mai totdeauna maclate simplu după legea albitei, pe când grăunțele mici sunt rar maclate. Cum am văzut mai sus, albita înlocuește treptat microclinul. Ea prezintă adesea o zonă marginală de reacțiune tulburată de un pigment indeterminabil, cu incluziuni de sericită și de picături de cuarț care amintesc pe alocuri myrmekitul. Această zonă este despărțită de restul cristalului limpede printr'o linie netă, dealungul căreia se observă uneori mici diferențe de indici de refracție, iar către exterior conturul ei este neregulat lobat.

Cuarțul este deobiceiu alungit în direcția șistozității și are mai totdeauna conturul neregulat dințat. Conține obișnuitele șiraguri de incluziuni extrem de fine și are extincția unduloasă.

Muscovita e mai totdeauna prezentă. Uneori e normal biaxă, alteori este net uniaxă, în fine în unele roce prezintă nuanțe verzui sau brunii. Ea, împreună cu clorita, un pennin negativ provenit din alterarea biotitei, marchează planele de șistozitate sau cele de alunecare când roca e puțin laminată și atunci micele sunt îndoite și chiar îngrămădite. In clorită se găsesc grăunțe de

Institutul Geologic al României

titanită și uneori de epidot. Acesta din urmă formează și grăunțe libere mai adesea infiltrate, fie în vinișoare subțiri împreună cu clorita și cuarțul, străbătând mineralele, fie pe liniile de sdrobire sau în păturile de mice.

Fâșia de aplite din V. Bârzavei, din flancul de W al calcarelor, e dislocată apărând pe Og. Buchin între calcare. Sub microscop se văd linii de dislocare dealungul cărora mineralele sunt fărîmate având pe alocuri coroane de sdrobire, «Mörtelkränze». Deasemenea mineralele au tendința de a formă grăunțe alungite, în special cuarțul care e puternic dințat și undulos.

b) Aplite gneisice sericitizate

In Og. Buchin, între cele două masse de calcar, la vreo sută de pași la N de massa sudică, între aplitele gneisice, întâlnim un aplit șistos, cenușiu-gălbui, în care nu putem distinge nici un mineral cu ochiul liber. Sub microscop prezintă o structură granoblastică și porfiroblastică (ortoza) și textură paralelă-lenticulară. E constituit din ortoză, cuarț, muscovită și vreo 30—40% mice albe secundare (sericite), formate pe socoteala feldspaților pe cari îi străbate ca o rețea de sfori ce se îngroașă treptat. Plagioclasul pare a fi foarte subordonat. A dispărut probabil prin sericitizare.

In cariera dela stânga barajului Ferendiei, «La Zid», se află deschis un aplit gneisic în care toți feldspații sunt complet sericitizați, încât nici nu mai putem spune ce fel de feldspați a avut roca.

Am notat aici separat aceste aplite gneisice sericitizate pentru a atrage atenția asupra fenomenului intens de sericitizare ce l-au suferit, fenomen pe care nu-l întâlnim la celelalte aplite gneisice descrise în acest capitol. In granitul dela cascadele Moraviței, între calcare și stațiune, întâlnim un fenomen analog la plagioclași. Să fie vreo legătură genetică între aplitele gneisice sericitizate și granitul acesta?

c) Aplite albitice

Sunt bancurile albe sericitoase și cu textură paralelă dela cota 330 de pe Og. Dealovăț, citate și de Fr. Schafarzik (65, pag. 205). Mai sunt și alte iviri neînsemnate.

Structura rocei este granoblastică-aplitică și textura ușor orientată, pe alocuri cu aspecte pegmatoide.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Albită	48—55%	3 : 1,2—0,6 : 0,4—0,2 : 0,15
Cuarț	40—45%	1,5 : 0,6—0,4 : 0,3—0,1 : 0,1
Clorită	0— 8%	1,1 : 0,3—0,56 : 0,07
Muscovită . . .	0— 4%	0,45 : 0,12—0,15 : 0,04
Apatită, titanită . Praf opac. . . .	0,5—1%	0,6 : 0,6—0,05 : 0,05

Institutul Geologic al României

Aspectul microscopic al rocei se aseamănă mult cu acel al aplitelor albitice cu microclin care nu prezintă fenomenele de laminare amintite la descrierea acestora. Cu excepția feldspaților potasici cari au dispărut, mineralele sunt aceleași și au înfățișări asemănătoare. Albita este limpede, ușor poikilitică. Ii lipsesc zonele tulburi. Are forme izometrice sau lunguețe cu conturele rotunzite. Cuarțul e aproape poligonal. Muscovita este egal răspândită peste tot, e inclusă și în feldspați și e dispusă în bună parte în direcția orientării rocei. Când clorita e prezentă atunci muscovita lipsește aproape de tot. Clorita e un pennin negativ provenit din biotită. Are aureole policroice.

d) Albitite

Mergând din Valea Ferendiei pe Ogașul cu Bureți în sus, la prima cotitură spre W, în malul stâng, dăm de o rocă albicioasă și compactă și de alta cenușie pigmentată cu puncte negre, tot compactă, cari formează împreună o lentilă de 2 : 3 m. Pe Og. Merciug, afluentul V. Bocșița, am dat deasemenea de o rocă compactă negricioasă între dioritporfiritul de acolo și prima ivire de aplit gneisic.

Rocele acestea au o structură granoblastică, uneori echigranulară aplitică, alteori inechigranulară, indivizi mari și porțiuni mărunt-grăunțoase schimbându-se neregulat. Mineralele sunt angrenate între ele neregulat, mai mult sau mai puțin dințat și au uneori forme curioase, ca de coroziune, care amintesc puțin structurile granofirice ale unor paste porfirice. Textura e complet neorientată. In roca de pe Og. Merciug se observă o textură frământată.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

	Og. cu Bureți	Og. Merciug	
Albită	94%	90%	1,5 : 1,2—0,6 : 0,6—0,025 : 0,025
Cuarț	0—1 %	0%	0,02 : 0,02
Muscovită, sericită	4—0,5%	1%	0,3 : 0,1—0,15 : 0,05; 0,02 : 0,013
Clorită și biotită .	0—2,5%	4%	0,7 : 0,3—0,2 : 0,04
Minereu negru .	1—1,5%	4%	0,15—0,01
Apatită, zircon . .	1 %	1%	0,1 : 0,05
Rutil, epidot . .			0,013 lungime (rutil)

Albita este uneori maclată (lamele rare, întrerupte), alteori deloc. Toate celelalte minerale sunt incluse în ea. Uneori se adaugă și o fină tulbureală. Numai într'una din secțiuni se întâlnesc picături mărunte de cuarț, adunate mai multe la un loc și incluse în albită. Agregate fine de sericită se formează pe alocuri pe contul albitei înconjurând-o adesea în așa fel încât rămân curioase forme corodate. Prin cristalizarea colectivă s'au născut în aceste agregate foițe neregulate de muscovită, numai în roca cea albă; în celelalte avem clorite (pennin — și +) și puțină biotită verzuie. Minereul ia bucuros forme

Institutul Geologic al României

scheletice. Epidotul e infiltrat, formând vinișoare lungi și subțiri (0,013 mm grosime) împreună cu puțină clorită.

c) Pegmatite oligoclasice

O lentilă de câțiva dm de o astfel de rocă prinsă între gneisele Buchin se întâlnește în Og. Dealovăț [1]) la câțiva metri la vale de podul dela confluența Og. Brândușa. Un filonaș de acelaș fel se poate vedeà în cascada dela cotul V. Măgurii străbătând gneisele și amfibolitele de acolo (Fig. 3).

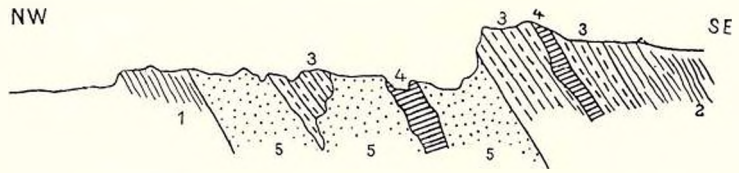


Fig. 3. Secțiune la cotul Văii Măgurii (Bocșa Montană) arătând raporturile dintre amfibolite, pegmatite, gneise și șisturi micacee.

Lungimea cca 20 m.

1. Șisturi muscovito-biotitice cu turmalină
2. Șisturi muscovito-cloritice
3. Gneise injectate
4. Pegmatite oligoclasice
5. Amfibolit

Roca e o massă albă feldspatică în care se văd câteva grăunțe de cuarț și solzișori de clorită. Structura rocei amintește concrețiterile grafice iar textura e pegmatoidă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Oligoclas	85—90 %	3 : 3—0,5 : 0,5
Cuarț	10— 9 %	1,1 : 0,6—0,15 : 0,15—0,015 : 0,015
Clorită	4— 0,5%	agregate 1,5 : 0,7—0,5 : 0,5
Magnetită, titanită, epidot Zircon, muscovită . . .	1— 0,5%	0,06 : 0,06—0,03 : 0,03

Se înțelege că aceste date pot fi foarte variabile și depind de locul secțiunii în pegmatită.

Oligoclasul are 15—25% An, e maclat fin polisintetic după *p* (001) și prezintă și macle simple după n'*a*. E tulburat de un praf indeterminabil ce scoate în evidență clivajele strânse. Conține și sericite. Plagioclasul formează plaje mari concrescute și angrenate neregulat (grafic) între ele și găurite de grăunțe de cuarț foarte neregulate, cele mai mari fiind variat corodate și puțin unduloase, cele mai mici, mai mult vermiculate și rotunzite. Câteva cuiburi de

[1]) O citează și FR. SCHAFARZIK (65, p. 205).

Institutul Geologic al României

cuarț grăunțos obișnuit se strecoară printre feldspați. Cloritele conțin aureole policroice, incluziuni de magnetită și resturi de lamele biotitice [1]).

2. GNEISELE INJECTATE

Sunt roce a căror înfățișare diferă și de aceea compactă, mărunt noduloasă sau șistoasă foioasă, a paragneiselor, ca și de aceea albicioasă, fin grăunțoasă-paralelă, aproape zaharoidă sau slab șistoasă și sericitoasă a gneiselor aplitice.

Gneisele injectate au aspecte glandulare, datorită ochilor de ortoză, ce pot avea câțiva cm în lungime. Aceasta se poate vedea foarte frumos mai ales în zona dela Bocșa Nouă, apoi în lama de lângă calcare, pe Og. Crivan și în V. Moraviței la W de mina Paulus [2]) și pe alocuri și la obârșia Bocșiței. Când ochiurile de ortoză lipsesc sau sunt rare, atunci predomină un aspect vărgat (rubanat)-linear, determinat de alternanța păturilor albe de 1—5 mm grosime de feldspat și cuarț cu dungi negricioase de biotită și clorită.

Rocele se desfac greu în plăci subțiri, cu suprafața ușor undulată [3]) și cu aspect pătat alb-rozeu, argintiu, ruginiu și verzui, datorit feldspaților, muscovitei, limonitei, cloritei, sau negricios din cauza biotitei (în special în Cristalinul Tâlva Drenii—Bocșa Nouă). Pe teren se observă adesea plăci mari cu acest aspect pătat caracteristic (Obârșia Bocșiței) care le deosebește imediat de plăcile noduloase sau foarte micacee ale paragneiselor.

Sub microscop distingem o structură granoblastică și o textură bine orientată. Când apar porfiroblaste de ortoză, textura devine oculară-lenticulară, determinată în lipsa acestora de lentile de agregate de cuarț. Când acestea lipsesc, mineralele de dimensiuni puțin variabile formează pături alterne unele formate în majoritate din cuarț, altele cu predominarea feldspaților, iar între ele sau prin mijlocul lor se strecoară benzile de mice. In felul acesta iau naștere texturi tipic rubanate.

---

[1]) Un feldspat identic, asociat și cu unul mai acid, a injectat rocele din deschiderea dintre km 53,3—53,4 C. F. R. în V. Bârzavei (Og. Vârtop—tunelul Colțan). Structura este granoblastică și textura mai mult pegmatoidă. Injecțiunea este alcătuită din 70% oligoclas (și un feldspat mai albitic) la fel cu cel de mai sus, 10% cuarț, cuprins mai ales în feldspați, 10% biotită brună cu nuanță olive și clorită, 8% clinozoisită și mai ales epidot, incolore și cu tendințe idiomorfe, 2% hornblendă verde (slab albăstrue în n'γ') și titanită, magnetită, apatită și granați.

Rocele dimprejur sunt paraamfibolite și acele paragneise cu porfiroblaste de albită, în care apare în mod excepțional epidotul și afară de care mai găsim aceleași biotite cu nuanță olive, titanite și granați ca în această injecție feldspatică. Este evident o strânsă legătură genetică între ele.

[2]) Acest gneis a fost studiat sub microscop și descris de către HJ. SJÖGREN (71, p. 611) și a fost menționat și de GY. HALAVÁTS (25) și de FR. SCHAFARZIK (65) ca gneis ocular biotitic, asemănător cu gneisele dela Vârșeț.

[3]) Undulațiunile sunt îndreptate într'o direcție, ceeace dă aspectul linear.

Institutul Geologic al României

Rocele dela Bocșa Nouă sunt adesea străbătute de filonașe de aplite banatitice, unele concordante, altele tăind texturile deacurmezișul.

Compoziția mineralogică procentuală e foarte capricioasă, fapt dealtfel caracteristic gneiselor injectate. Tabloul de mai jos nu poate să dea deci decât o idee aproximativă:

Ortoză	1—45%	ochiuri dela câțiva cm până la 25 : 15—3 : 2—0,9 : 0,5 mm grăunțe 0,75 : 0,45—0,12 : 0,07
Plagioclas	8—65%	pături 3—0,7 lățime grăunțe 0,45 : 0,3—0,1 : 0,1
Cuarț	20—50%	pături 3—0,9—0,4 lățime grăunțe 1 : 0,45—0,015 : 0,015.
Biotită, clorită . .	4—12%	benzi 0,3—0,15 grosime foițe 0,9 : 0,1—0,45 : 0,05—0,013 : 0,004
Muscovită	0— 7%	0,45 : 0,07—0,2 : 0,04—0,15 : 0,12
Granat, minereu negru, pirită, apatită, zircon, epidot, titanită, turmalină.	0— 4%	0,2 : 0,2—0,01 : 0,01

Feldspatul potasic este o ortoză micropertitică limpede, rar maclată Karlsbad, iar alteori este un microclin cu maclațiunea lui caracteristică. Formează porfiroblaste mari, benzi și grăunțe mici, sau se înfiltrează ca o rețea ramificată printre plagioclași

Plagioclasul este, în rocele dela Bocșa Nouă, un oligoclas cu 26—35% An, maclat sau nu după legea albitei combinată cu aceea a periclinei; el e mai mult izometric, tulbure, bogat în sericită, formând pături în care el predomină cu mult celelalte minerale; în special ortoza este cu totul subordonată în aceste pături (1—5%). In celelalte gneise injectate, plagioclasul e dificil de studiat, fiind foarte mărunt și tulbure. Se observă uneori și myrmekite.

Cuarțul formează și el benzi aproape curate, din grăunțe alungite, slab dințate și puțin unduloase sau e amestecat printre celelalte minerale și atunci are conturele mai simple, mai rotunzite și extincția uniformă.

Biotita este intens colorată și policroică: brun închis—galben bruniu deschis. E dispusă în benzi ce străbat roca paralel. In gneisele dela Bocșa Nouă este singura mică. In celelalte roce e adesea pe cale de cloritizare și e asociată și cu foițe de muscovită normal biaxă. Granatul se observă uneori proaspăt, deobiceiu e însă transformat în agregate cloritice. Minereul negru se adună mai ales în benzile de biotită.

Gneisele dela Bocșa Nouă se deosebesc puțin de celelalte prin textura lor frumos rubanată și prin frecvența mai mare a glandulelor de ortoză, dar mai ales prin prezența biotitei intens colorate (brun închis-galben) și lipsa

Institutul Geologic al României

muscovitei și cloritei. Aceste gneise sunt foarte probabil metamorfozate de banatite, dovadă biotita și uneori câteva grăunțe de andaluzită [1]). Biotita aceasta intens colorată (aproape ca un lepidomelan) e frecventă în aureola de contact a banatitelor.

C) Amfibolitele [2])

Lentile de amfibolite se găsesc intercalate concordant (vezi fig. 4) în complexul gneisic în mai multe locuri. Cele mai lungi lentile le-am întâlnit de o parte și de alta a gurii Og. Buchin, în coastele expuse spre V. Bârzavei. Lentila mare dintre Buchin și Drimoxa are 10 : 3 m, iar cea dela N de Buchin are 50 : 5 m. Ele sunt de fapt și mai bine deschise. Toate celelalte lentile întâlnite abia măsoară câțiva metri în lungime.

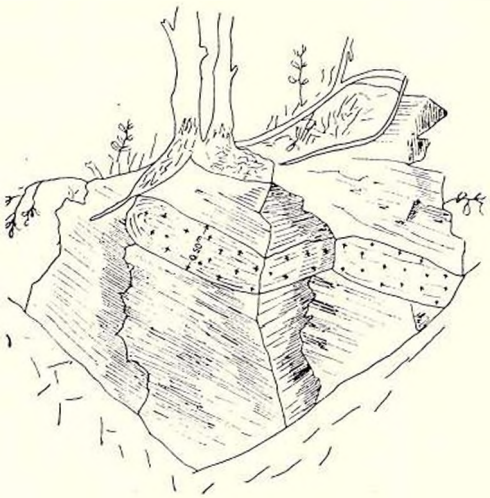


Fig. 4. Lentila mică de amfibolit intercalată concordant între paragneisele zonei Bocșița—Drimoxa, din coasta dintre Og. Buchin și Og. Drimoxa. Bocșa Montană.

Lungimea lentilei : 2,50 m.
Lățimea lentilei : 0,50 m.

Dată fiind micimea lor, se înțelege că urmărirea și găsirea lor pe teren este mai mult întâmplătoare, deaceea cele câteva amfibolite de pe hartă nu înseamnă că sunt singurele din regiune. Cu toate acestea putem spune cu oarecare siguranță că principalele iviri amfibolitice se află într'o zonă paralelă cu zona calcarelor lângă flancul de W al lor, coincizând aproape cu zona aplitelor gneisice de lângă calcare. Lentilele de amfibolite se înșiruie dealungul acestei zone dela Og. Drimoxa spre NE, prin V. Bârzavei, Og. Sârbului, V. Măgurii și afluenții ei nordici, ultimele iviri descoperite fiind pe Og. Drăgan. Sunt și câteva iviri între calcare și sub flancul lor de E: Og. Buchin, V. Bârzavei și V. Racilor.

Probabil că nu este o simplă coincidență această suprapunere a zonei amfibolitice și a celei de aplite gneisice; amfibolitele având structuri ce amin-

[1]) Nu e vorba acì de gneisele cu cordierită și andaluzită ce se găsesc frecvente în V. Bârzavei și în alte părți ale acestui Cristalin, ci numai de gneisele injectate, glandulare sau nu, și biotitice, cum se văd mai ales dealungul marginei de SE a lui.

[2]) Amfibolitele au fost necunoscute până acum în regiune. Doar HJ. SJÖGREN pomenește de o intercalație subordonată de un șist verde amfibolic din apropierea Ocnei de Fer. N'o descrie și nu arată unde apare, încât nu putem ști ce rocă reprezintă (71, p. 611).

Institutul Geologic al României

tesc pe cele dioritice, reprezintă de sigur apofize bazice ale aceleiaș masse eruptive care a produs aplitele și pegmatitele gneisice.

Afară de acestea am găsit blocuri de amfibolite în gneisele dela Tâlva Drenii—Bocșa Nouă și câteva lentile în cursul superior al Og. Bălean. Singurul paraamfibolit întâlnit provine din V. Bârzavei la W de tunelul Colțan.

Unele amfibolite conțin zoisite și acestea sunt amfibolitele cu zoisită, tipul de amfibolit predominant; altele nu conțin zoisită ci au biotită și clorită, ba unele sunt foarte biotitizate sau cloritizate, încât amfibolul dispare complet: amfibolite biotito-cloritice, amfibolite biotitizate și cloritizate și biotitite. In Cristalinul Tâlva Drenii—Bocșa Nouă am găsit blocuri de un amfibolit cu structură eclogitică și în fine la W de tunelul Colțan, un paraamfibolit.

a) Amfibolite cu zoisită

După cât se pare acestea sunt amfibolitele cele mai răspândite. Rocele sunt verzi-cenușii sau verzi-negricioase și prezintă o massă de amfiboli cu luciul mătăsos, dispuși orientat sau nu, între cari se observă o substanță albicioasă ce iese mai bine la iveală pe crustele de alterație și care reprezintă feldspații. In fine punctele ruginite arată minereul alterat. De obiceiu la marginea lentilelor se vede multă biotită și roca e mai șistoasă.

Sub microscop rocele au o structură diorito-gabbroidă, amfibolii formând prisme cu tendința idiomorfă, iar feldspații plaje ce chituiesc locul dintre amfiboli, în feldspați fiind incluse toate mineralele. Textura e divergentă, amintind pe cea ofitică-diabasică.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunele mineralelor în mm:

Mineralele	Limite	Media	Dimensiuni
Hornblendă actinolitică	40—63%	54,5%	2,5: 0,45—1: 0,3 0,65: 0,2—0,2: 0,06
Zoisită și puțină clinozoisită	10—25%	16,6%	mari 1,4: 0,3—0,3: 0,06 aciculare 0,15: 0,06—0,055: 0,013
Clorită și puțină biotită	5— 8%	6,3%	0,45: 0,07—0,06: 0,02
Oligoclas	13—25%	17,7%	plaje neregulate: 0,9 diametru grăunțe: 0,25: 0,15—0,065: 0,065
Cuarț	0— 5%	1,7%	0,09: 0,06—0,03
Granat	0— 1%	0,3%	0,05: 0,05—0,025: 0,025
Rutil, Titanită, Magnetită, Pirotină	1— 3%	2%	agregate: 0,5—0,25 grăunțe: 0,15: 0,15—0,05: 0,05—0,025: 0,012
Calcită	0— 2%	0,7%	vinișoare de 0,25—0,06 grosime

Institutul Geologic al României

Hornblenda actinolitică este verzuie-palidă, adesea aproape incoloră, cu marginea ceva mai pronunțat colorată ca interiorul (câțiva indivizi mai mici sunt mai colorați) și având un policroism abiă pronunțat: n'α spre gălbui, n'γ spre verzui-albăstrui. Formează cristale prismatice cu marginile neregulate, ca de obiceiu în rocele diorito-gabbroide. Conține incluziuni de granat, rutil, titanită, biotită, clorită și e uneori găurită de grăunțe de feldspat.

Zoisita se prezintă în formă de cristale mai mari, prismatice, foarte crăpate, mai ales transversal. Uneori cristalele sunt mici, aciculare și ușor arcuite (Buza Cărărilor). Clivaje paralele cu alungirea se pot greu observà. In unele secțiuni predomină zoisita α ($v > \varrho$, planul axelor optice paralel cu clivajul, alungirea totdeauna negativă), iar în altele predomină zoisita β (planul axelor optice perpendicular pe clivaj, $\varrho > v$, alungirea $\pm$), iar în unele cristale cu unghiul axelor optice aproape 0° avem ambele zoisite într'un singur individ. Secțiunile perpendiculare pe axele optice sunt aproape izotrope sau prezintă culori de polarizație foarte joase, cenușii și albăstrii, pe când secțiunile prismatice dau culori de polarizație cenușii mai luminoase. Zoisitele se transformă în agregate cu forme alungite prismatice, uneori tulburi și greu de descurcat, alteori limpezi și formate din amfibolul actinolitic, clorită (sau clinoclor, sau biotită), substanță plagioclasică, clinozoisite și resturi de zoisite.

Asociate cu zoisita se pot observà și puține clinozoisite incolore, având culori de polarizație albastre luminoase și uneori gălbui.

Plagioclasul este un oligoclas cu 25% An. El este limpede și umple golurile dintre amfiboli și zoisite, luând astfel forme întâmplătoare. Clorita provenită din biotită (care a mai scăpat pe alocuri netransformată), se întâlnește în bună parte prin hornblende. E sub formă de clinoclor și uneori de pennin +. Cuarțul e rar. Granații izotropi se află în hornblende și clinozoisite. Uneori sunt cloritizați și ei. Rutilul este abundent formând aglomerări și șiraguri de grăunțe ovoidale galbene-limonii. Asociate cu el sunt titanita și minereul negru.

Unele amfibolite sunt străbătute de linii de fricțiune cu clorită și calcită.

b) Amfibolite biotitice și cloritice

Sunt roce negricioase-verzui și verzui-cenușii cu structura uneori nematoblastică, alteori diablastică pe un fond granoblastic și textura în primul caz paralelă, în al doilea caz neorientată. E vorba de ivirea de pe afluentul Drimoxei stângi (I) respectiv ivirea de pe Drimoxa dreaptă (II). Rocele sunt compuse din:

	I	II	III	Dimensiunile în mm
Amfibol	45%	30%	45%	I) 0,84 : 0,35—0,14 : 0,05 II) 0,3 : 0,06—0,06 : 0,015

Institutul Geologic al României

	I	II	III	Dimensiunile în mm
Oligoclas	18%	40%	42%	I) 0,6 : 0,4—0,2 : 0,1 II) 0,7—0,5 în diametru
Biotită	17%	—	—	0,5—0,02
Clorită	puțină	18%	—	
Cuarț	7%	—	8%	
Clinozoisită . . .	1%	—	—	
Granat (în feldspat)	3%	—	—	
Minereu negru. .	5%	6%	2%	
Titanită	4%	4%	3%	
Zircon	rar	—	—	
Apatită	—	0,5%	puțină	
Calcită	—	1,5%	—	

Amfibolul este acelaș ca în amfibolitele precedente. In roca II-a el este fibros, acicular, radiar. Plagioclasul este nemaclat, poikilitic-scheletic, tulbure și conține toate celelalte minerale. Este probabil un oligoclas. Biotita formează foițe policroice, galbene ca paiul—brun gălbui, și agregate împâslite (pseudomorfoze după amfiboli). Clorita este un pennin adesea pozitiv, alteori aparent izotrop. Magnetita este totdeauna întovărășită de titanită[1]).

c) Amfibolite biotitizate și cloritizate

In amfibolitele precedente am văzut uneori tendința ca hornblenda să se transforme în agregate pâsloase de biotită blondă. Acest proces poate să fie așà de intens încât amfibolii să dispară cu totul astfel că numai structura și textura microscopică ne mai ajută să descifrăm rocele astfel transformate.

Intr'adevăr în locul hornblendei se formează uneori un singur cristal de pennin negativ cu culoarea de polarizație albăstrie, înțesat cu rutil, titanită și calcită (ramura dreaptă a Og. Drăgan, afluentul V. Măgurii); alteori avem pseudomorfoze împâslite de clorită, biotită blondă spălăcită și calcită (ibidem, ramura stângă) în fine, într'un al treilea caz, secțiunea nu ne mai prezintă decât o tramă sau spumă de o biotită blondă pe un fond feldspatic ce abia se ghicește și în care formele prismatice ale amfibolilor sunt păstrate de un mineral cloritic negativ cu o culoare de polarizație cenușie-albicioasă și de pseudomorfozele blonde biotitice (Drimoxa stângă, la confluența cu afluentul ei mai important); această din urmă rocă e compactă și de culoare închisă brună roșcată. In primul caz roca a fost un amfibolit biotitic-cloritic, și în al doilea caz un amfibolit zoisitic a cărui structură e încă manifestă și care

[1]) La obârșia Og. Bălean (III) am găsit blocuri de un amfibolit negru-verzui cu o structură identică cu (II) dar complet lipsit de biotită și clorită. Amfibolul este o hornblendă verde cu nuanță albăstrie. Plagioclasul are 15—29% An. Unele aspecte dau de bănuit că roca a fost puțin metamorfozată la contact cu banatitele.

Institutul Geologic al României

conține acum clinoclor [1]), iar în al treilea caz nu se mai poate deduce felul amfibolitului primordial.

Ca date adaug numai atât că aceste pseudomorfoze alcătuesc peste 60—70% din rocă.

d) **Biotitit**

La marginea lentilelor amfibolitice se observă adesea o mare bogăție în biotită, încât roca devine de fapt un agregat negru-cenușiu, lucios, de biotită. O secțiune din marginea amfibolitului dela cascada din cotul V. Măgurii, unde un pegmatit oligoclasic străbate atât gneisele cât și amfibolitele, conține: 80—85% biotită blondă (n α incolor, n β galben-bruniu, n γ brun-deschis), 5—10% pennin negativ, aproape izotrop, produs din biotită, 4% clinozoisită (în parte zoisită), 4% titanită, 2% apatită și resturi feldspatice. Dimensiuni medii: 0,5—0,25 mm.

O. A. Broch (8, pag. 133—134 și urm.) descrie din peninsula Nesodden de lângă Oslo amfibolite biotitizate la margine. Biotita s'a format pe contul amfibolului prin aport de potasiu, care a alungat calciul, iar acesta a intrat în plagioclași (respectiv epidot, calcită).

e) **Amfibolit cu structură eclogitică**

In partea de sus a ogașului dela E de ruina Bocșa, în Cristalinul Bocșei Noui, am găsit blocuri de o rocă verde închisă-cenușie plină de mici pete rotunde cenușii-albicioase cu diametrul de 1—2 mm și mai mic, și cu o ușoară textură orientată.

Sub microscop se vede o textură centrică și o structură granoblastică asemănătoare cu aceea a corneenelor (vezi Pl. I, Fig. 1).

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Hornblendă verde	61%	porfiroblaste 1,1 : 0,45—0,35 : 0,14 grăunțe 0,12 : 0,06—0,013 : 0,01
Plagioclas	35%	0,12 : 0,09—0,06 : 0,06
Minereu negru. .	2%	0,14—0,05
Apatită și titanită	1%	
Epidot.	1%	0,5 : 0,15—0,09 : 0,06

Hornblenda verde (n'γ verde-olive-albăstrui, n'α galben-verzui), formează mici porfiroblaste și grăunțe prismatice scurte cu forme rotunjite, lunguețe, ovoidale. Plagioclasul prezintă mici grăunțe izometrice, zonate și maclate; compoziția este aproximativ aceea a unui andesin. Epidotul apare într'o parte a secțiunii unde se observă influențe hidrotermale, plagioclasul fiind transformat într'o albită tulbure.

[1]) Pe acelaș eșantion am făcut două secțiuni, din care una e zoisitică iar a doua e complet transformată, după cum am descris mai sus, și corespunde unei porțiuni mai negricioasă și bogată în calcită.

Institutul Geologic al României

Aproape jumătate din secțiune este ocupată de formațiunile patratice, hexagonale, pentagonale și ovale (dimensiuni 2,8 : 2,24—1 : 0,84 mm) cu structură granoblastică-diablastică și textură centrică, cu centrul mare alcătuit din plagioclas și hornblende verzi foarte mărunte (0,04—0,01 mm) și înconjurat de un inel subțire mai sărac în hornblendă; la marginea externă a acestui inel sunt presărate hornblende și magnetite ce se țin lanț. In spațiile (0,3—2 mm) dintre aceste formațiuni sferoidale sunt îngrămădite hornblende și puțin feldspat în golurile dintre acestea din urmă.

Textura centrică a acestui amfibolit și compoziția sferoidelor ne dau de bănuit că avem a face cu un eclogit transformat. Sferoidele provin foarte probabil din granați cum arată și forma lor. E probabil ca roca să fi suferit și un metamorfism de contact din partea banatitelor care i-a dat o structură granoblastică de corneană; în special forma hornblendelor amintește pe cele din unele corneene din roce verzi.

f) Paraamfibolit cu nodule de plagioclas

La W de tunelul Colțan, între acesta și Og. Vârtop (între km 53,3 și 53,4 C.F.R.), găsim, în paragneisele Buchin, intercalată o rocă verde închisă, șistoasă noduloasă, având sub microscop o structură nematoblastică, o textură paralelă-lenticulară și următoarea compoziție:

		Dimensiuni în mm
Hornblendă verde-albăstruie . . .	68%	0,45 : 0,04
Albită și puțin oligoclas	9%	nodule 1,2 : 1—0,6 : 0,5 grăunțe: 0,3—0,15 diametru
Biotită brună olive.	6%	0,6 : 0,15—0,15 : 0,05
Cuarț	5%	0,2 : 0,15
Titanită	3%	
Granat izotrop . .	2%	0,15—0,05 diametru
Clinozoisit—epidot	puțin	
Clorită (pennin) . .	5%	
Calcită	2%	

Prismele subțiri de hornblendă sunt îngrămădite paralel în pături groase asociate cu biotită, titanită, clorită, calcită; iar cuarțul poligonal, grăunțele de plagioclas și nodulele de albită, tixite de grăunțe de granați, hornblendă, biotită și titanită, se strecoară prin ochiurile păturii hornblendice. Structura amintește pe aceea a paragneiselor cu porfiroblaste de albită.

Avem de a face cu un paraamfibolit provenit din metamorfozarea unui strat sedimentar local mai calcaros. Vezi și nota dela pegmatitele oligoclasice, pag. 62.

Institutul Geologic al României

D) Gneisele granitice violacee din V. Ferendiei și Og. Tomii

In V. Ferendiei și pe Og. Tomii, în jurul apofizei banatitice, se găsește o aureolă de contact formată din gneise șistoase, cenușii-violacee și cenușii. Aceste gneise au un caracter deosebit de al celorlalte gneise din regiune. Deasemenea ele sunt cu totul deosebite de gneisele metamorfozate la contactul massivului banatitic. Ele lipsesc în marginea de Est a digitațiunii granogabbroide din V. Ferendiei.

Gneisele acestea sunt formate dintr'o alternanță de pături subțiri șistoase (1—2 mm grosime) și pături mai groase și grăunțoase (câțiva mm grosime). Megascopic se recunosc solzișorii de biotită sau clorită cari dau nuanța violacee respectiv cenușie-verzuie rocei. In partea de sus a Og. Tomii se văd și grăunțe de cuarț de 2—3 mm grosime, formând cuiburi neregulate.

Sub microscop păturile grăunțoase prezintă o structură granoblastică și o textură massivă, caracterizată prin grăunțele izometrice de cuarț și plagioclas, uneori concrescute micropegmatitic sau grafic, și prin rozetele de muscovită și foițele de biotită blondă-roșcată (respectiv clorită) cu aureole policroice puternice: după cum vedem adevărate aspecte granitice.

Păturile subțiri șistoase determină textura paralelă a rocei și sunt alcătuite din foițe foarte mărunte de mice albe și blonde.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

	Limite	Media	
Cuarț	30 —60%	41%	4,5 : 3—0,8 : 0,8—0,3 : 0,15
Plagioclas	13 —40%	25%	1 : 0,5—0,4 : 0,4
Muscovită	12 —30%	18%	0,4 : 0,15—0,04 : 0,013
Biotită și clorită . .	1,5—25%	12%	
Pirită, minereu negru, Rutil, zircon, corindon, Andalusită, apatită. .	2 — 6,5%	4%	dela 0,7 în jos mineralele din păturile șistoase: 0,01—0,02 mm

Cuarțul e crăpat și puțin undulos. Plagioclasul maclat și nemaclat e de două feluri: zonat (centrul cu 35% An, zona externă cu 16% An) și nezonat (cca 8—10% An). Cuarțul și plagioclasul prezintă uneori frumoase concreșteri grafice. Biotita blondă-roșcată are puternice aureole policroice. Muscovitele sunt uneori uniaxe. Nu este exclus să avem de a face cu pinnite frumos cristalizate, date fiind aureolele galbene-policroice ce se observă uneori în jurul zirconului. Pirita se înfiltrează printre diversele grăunțe.

In păturile subțiri se întâlnesc cu totul subordonat câteva grăuncioare de corindon, rare andalusite mărunte, câte o aureolă galbenă (cordierite pinnitizate!), care sunt toate produse prin metamorfism de contact. Cauza acestuia din urmă este probabil banatitul din V. Ferendiei.

De notat că concreșterile de cuarț și feldspat, plagioclasul zonat, biotita

Institutul Geologic al României

blondă-roșcată, cu aureole policroice puternice, amintesc mineralele respective din granodioritul apofizei banatitice din V. Ferendiei (vezi la capitolul banatitelor).

Roca cu cuiburile de grăunțe de cuarț din partea de sus a Og. Tomii e formată din vreo 40% cuarț, 25% muscovită, 25% clorită provenită din biotită și granați, 4% granați în cloritizare, 5% minereu negru și limonită, 1% turmalină zonată, verzuie-cenușie la margine și albăstruie-cenușie în centru. Se văd și aureole galbene fixe (probabil să avem și pinnite).

E) Granitul plagioclasic și corneenele sale de contact din V. Moraviței

Intre zona calcarelor și stațiunea Ocna de Fer, Moravița străbate o zonă de corneene foarte dure, compacte, negre sau vinete-violacee, pe vreo 100—150 m lățime. Râul și-a săpat aici o albie pietroasă plină de marmite și stânci șlefuite în care se văd o sumedenie de filonașe și fragmente de o rocă granitică și vine de cuarț[1]). Sunt 2—3 locuri în această zonă unde filoanele sunt mai frecvente. In filoanele mai groase se întâlnesc o mulțime de fragmente colțuroase de corneene (Fig. 5 și 6).

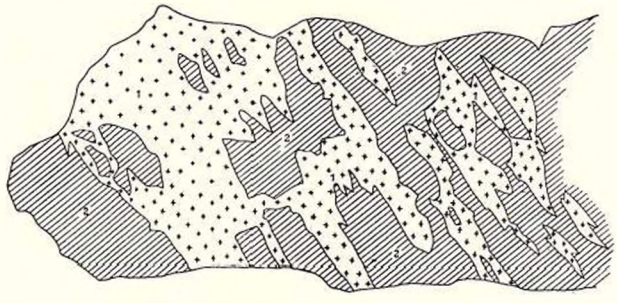


Fig. 5. Detaliu arătând injecțiunea filoanelor de granit plagioclasic (1) în corneenele compacte (2) dela cascada Moraviței dintre Paulus și stațiunea Ocna de Fer.
Mărimea: câțiva metri.

Roca eruptivă este un granit plagioclasic cenușiu-verzui, foarte cuarțos, în care se vede plagioclasul mat și verzui, iar între grăunțele de plagioclas și cuarț se văd puncte și mici pete negre — uneori o adevărată rețea — care sunt identice cu fragmentele mai mari de corneană.

Structura rocei este granitică, iar textura massivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Cuarț	50%	3,5 : 3,5—0,15 : 0,15
Plagioclas	40%	10 : 5—3 : 1—0,75 : 0,35
Biotită	4%	1 : 0,4—1 : 0,02
Muscovită	3%	0,4 : 0,15—0,15 : 0,05
Sericită	2%	ca 0,01

[1]) Ivirea este citată de FR. SCHAFARZIK (65, p. 204), care menționează filoane granodioritice și corneenele lor.

Institutul Geologic al României

Granat, minereu negru, substanța galbenă izotropă .	1%	ca 0,3—0,05
Zircon, turmalină		

Datele acestea sunt foarte variabile cum se poate vedeà și din aspectul megascopic al diverselor eșantioane de granite plagioclasice. Cele de mai sus sunt cu totul aproximative și se referă la o secțiune mai curată.

Cuarțul formează plaje unduloase și crăpate; plagioclasul (27—34% An) se prezintă în cristale mari sericitizate și uneori maclate după legea Karlsbad și aceea a albitei [1]); biotita brună în decolorare e plină de grăunțe de minereu opac și are puternice aureole policroice în jurul grăunțelor de zircon. In secțiune se mai întâlnesc pseudomorfoze de sericită și muscovită (afară de acestea sunt și muscovite libere) în care se găsește adesea o substanță gălbuie izotropă ce conține uneori aureole galbene fixe (cordierite transformate). In aceste pseudomorfoze se asociază uneori și cristale de granați izotropi.

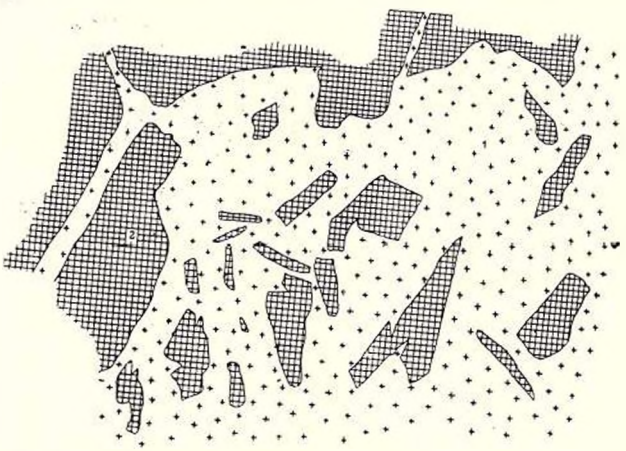


Fig. 6. Detaliu dintr'un filon de granit plagioclasic (1) de 1—2 m grosime, cu incluziuni de fragmente de corneene (2). Valea Moraviței, cascadele dintre Paulus și stațiunea Ocna de Fer.

Plagioclasul nezonat și sericitizat, prezența unor intense aureole policroice într'o biotită brună, prezența muscovitei asociată cu biotita și lipsa completă a ortozei — granitele banatitice sunt bogate în ortoză — precum și structura de rocă de adâncime cu grăunțe mari, ne arată că avem de a face cu un granit cu totul străin banatitelor și foarte probabil mult mai vechi decât acestea (dovadă plagioclașii sericitizați și aureolele policroice puternice din biotite).

Granitul plagioclasic din V. Moraviței are următoarea compoziție chimică (analist P. BEARTH, Basel):

	Analiza		
SiO_2	72,53	Al_2O_3	14,44
TiO_2	0,56	Fe_2O_3	0,85

[1]) Determinările F au dat: I 26%; II centru 13%, zona 5—10% An. Vezi, notița dela p. 166.

Institutul Geologic al României

FeO	2,42	K_2O	2,43
MnO.	0,02	P_2O_5.	0,20
MgO.	0,83	H_2O+	1,62
CaO	1,70	H_2O-	0,06
Na_2O	2,30		99,96

greutatea specifică 2,73

Valorile Niggli:

si.	401	mg. . . .	0,32	Qs	+ 0,54
al.	47	c/fm . . .	0,47	al—alk . .	26
fm	22	secțiunea .	IV	c—(al—alk)	—16
c.	10	qz	+ 217	alk : (al—alk)	0,80
alk	21	Ls	0,44	ti.	2,34
k.	0,41	Fs	0,01	p.	0,47

Analiza acestei roce nu se poate echivală bine cu nici unul din tipurile magmatice după NIGGLI (46). Ea s'ar apropia întrucâtva de cele adamellitice și plagioclasgranitice. E de remarcat valoarea mare a lui *si* în comparație cu celelalte valori; aceasta este una din cauzele că echivalarea analizei cu vreunul din tipurile magmatice după NIGGLI nu e posibilă.

Dacă proiectăm analiza granitului plagioclasic în diagrama de diferențiere a banatitelor (vezi la pag. 211) vedem că proiecția ei deranjează cumplit această diagramă. Așadar și analiza chimică a granitului plagioclasic ne arată că avem aici o rocă eruptivă, care cade cu totul afară din cadrul diferențierii magmatice a banatitelor.

In marginea de W a zonei de corneene, în malul șoselei din V. Moraviței, granitul plagioclasic are o textură paralelă. Sub microscop se vede că roca este laminată și transformată într'un gneis plagioclasic verde în care se văd grăunțe și lentile crăpate de cuarț cca 20% (3—1—0,01 mm) și plagioclași acizi mărunți cca 60% (0,7—0,1 mm), apoi biotite și clorite cca 8%, muscovite 3%, grăunțe de epidot 3% și minereu negru 1,5%. Prin interstiții se observă și puțină ortoză (5%).

De notat sfărâmarea cristalelor mari de feldspat plagioclas din granitul plagioclasic. Din cauza sericitizării lor înaintate ei s'au sfărâmat mai lesne decât cuarțul prin laminare.

Secțiunea acestui gneis amintește pe cele ale blocurilor de gneise verzui-brunii din conglomeratele laminate ale zonei milonitice dela Mâniom (vezi pag. 122).

O secțiune prin incluziunile compacte și negre cuprinse în granitul plagioclasic, ne arată aglomerarea biotitelor (cca 20%), a muscovitelor (6—8%)

Institutul Geologic al României

și a grăuncioarelor de granat (10%). Fondul îl formează plagioclașii sericitizați. Și aici se observă substanța izotropă cu aureole galbene fixe. E probabil ca aceste incluziuni negre să reprezinte porțiuni din înveliș asimilate de granit.

Corneenele granitului sunt și ele deosebite de corneenele din aureola de contact a banatitelor.

Sunt roce compacte, dure, negre, violacee, formate uneori dintr'un fond feldspatic și cordieritic tulbure, cu frecuente aureole galbene în jurul grăunțelor de zircon. Alteori fondul acesta e o pâslă inextricabilă muscovito-sericitică (pinnit). In acest fond feldspatic, cordieritic sau pinnitic se întâlnește o puzderie de minerale mărunte: granați izotropi formând grămejoare de mici grăunțe, separate de o rețea din substanța fondului și grupate astfel că simulează un cristal mai mare fragmentat; biotită brun-olive sau ciocolatie; turmalină; într'o rocă andalusită, într'alta ace de sillimanită; minereu negru și alte grăunțe indeterminabile. Grăunțe de cuarț undulos cu forme neregulate ca în granit (în cazul fondului feldspatic cordieritic) sau cu forme isbitor de rotunzite (în cazul fondului pinnitic) străpung această massă abià studiabilă. Intr'una din secțiuni se observă nodule izotrope, foarte colorate în galben, probabil cordierite.

Compoziția mineralogică procentuală este evident foarte capricioasă.

Dimensiunile grăunțelor care alcătuesc fondul (feldspați, cordierite) sunt de cca 0,8 : 0,55—0,6 : 0,3 mm; cuarțul dela 1—0,15 mm; iar celelalte minerale 0,1—0,01 mm.

Comparând unul din aceste corneene cu incluziunile negre din granitul plagioclasic descrise ceva mai sus se naște ideia că o parte din aceste corneene ar puteà reprezentà un granit saturat cu asimilațiuni de porțiuni din roca înconjurătoare. Și atunci nu e exclus ca granitul plagioclasic analizat să fie el însuș puțin contaminat, ceeace ar puteà explicà întrucâtva compoziția lui chimică aparte și deci nepotrivirea lui cu vreunul din tipurile magmatice normale.

Cum vedem din descrierile de mai sus, în accastă parte dintre V. Moraviței și V. Ferendiei se pun o serie de probleme greu de rezolvat. De sigur nu este o simplă întâmplare faptul că zona de corneene din V. Moraviței cu granitul ei plagioclasic se află cam în prelungirea gneiselor din jurul apofizei banatitice din V. Ferendiei și Og. Tomii. Lucrul nu este încă destul de clar, dar din studiul acestor roce cu caractere străine banatitelor și aureolei lor de contact se desprind deocamdată următoarele impresiuni:

Granitul plagioclasic din V. Moraviței este un granit vechiu antebanatitic (paleozoic?), care a asimilat porțiuni din învelișul său, metamorfozat de el în corneene de contact. In unele părți granitul a fost laminat și atunci

Institutul Geologic al României

aduce cu blocurile de ortogneis cu două mice și cu feldspați sericitizați și mărunțiți din conglomeratele Cârșie (pag. 122).

Gneisele granitice violacee din jurul banatitului din V. Ferendiei și Og. Tomii ar puteà să reprezinte tot o rocă granitică veche, care a fost influențată de intrusiunea banatitului, precum și acesta din urmă nu este exclus să-și datoreze caracterul său puțin aparte (pag. 173) unei influențe din partea gneiselor violacee pe care le-a străbătut [1]).

II. COMPLEXUL ROCELOR VERZI [2])

La răsărit și dealungul complexului gneiselor micacee și separat de acestea prin o zonă de încălecare, se întinde o fâșie îngustă a unui complex de roce verzi, pe care le-am numit astfel din cauza culorii verzi de diferite nuanțe care predomină.

Fâșia de roce verzi are o lățime de 1—1,5 km, într'un singur loc (Og. Fusului) se îngustează până la vreo 600 m. Spre NE rocele verzi se ascund sub sedimentarul ponțian, ultimele lor iviri fiind cele din V. Trestiei și Valea de Rogoaze dela SSW de Ezeriș. Dealungul marginii răsăritene, rocele verzi sunt întovărășite de o zonă de milonite care le separă de Carboniferul superior, iar în partea de Sud ele se învecinează cu massivul banatitic care le-a metamorfozat în corneene de contact, până la o distanță de aprox. 1 km dela contactul eruptiv. Rocele verzi se continuă spre SSW, ieșind din regiunea cartată prin Og. Ursului, care le străbate în toată lărgimea lor.

In complexul rocelor verzi se disting trei zone importante:

1. Zona epigabbrourilor la apus, formată din roce diorito-gabbroide și roce peridotitice metamorfozate;

2. Zona porfirogenă-tufogenă la mijloc, în care rocele sunt mai șistoase și fin grăunțoase, derivând din porfire acide și tufuri vulcanice, probabil submarine, amestecate cu sedimente pelitice;

3. Zona epigranitelor și epidioritelor dealungul marginii răsăritene, formată din roce grăunțoase granito-dioritice, metamorfozate, și mai mult sau mai puțin laminate.

Am numit cele trei zone după rocele care predomină în ele; dar afară de

[1]) Reamintesc că, în marginea apuseană a zonei de corneene pe Cracul Clement, se găsesc șisturile muscovitice cu cloritoid și porfiroblaste de clorită și granat, descrise la p. 53.

[2]) FR. V. SCHRÖCKENSTEIN a separat sub numele de « Grauwacke » partea de Est a fundamentului nostru cristalin, cuprinzând cam ceeace am separat eu ca roce verzi; cel puțin așà reiese din p. 59 a lucrării lui (70). Mai încolo devine confuz (p. 96—100), încurcând șisturile cristaline cu Grauwacke.

GY. HALAVÁTS și FR. SCHAFARZIK menționează filite cloritice fără a face însă nici o deosebire între cele două complexe de șisturi cristaline, tot fundamentul cristalin al regiunii noastre fiind considerat ca aparținând grupei superioare filitice.

Institutul Geologic al României

acestea mai întâlnim subordonat și alte roce. Astfel în zona epigabbrourilor întâlnim intercalațiuni de roce porfirogene și tufogene. In zona mediană găsim către marginea de Est intercalațiuni epidioritice. Iar în zona epigranitică și epidioritică rocele tufogene alternează destul de des cu epigranitele și epidioritele. Epigabbrourile, însă, sunt limitate numai în zona dela Vest.

Cele două zone dinspre E se pot urmări dealungul întregii fâșii de roce verzi pe când zona epigabbrourilor e desvoltată numai de sub Poiana Colțan spre NE.

Complexul rocelor verzi e străbătut de filoane dioritporfiritice și lamprofirice, iar pe zona de încălecare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi se întâlnesc filoane de keratofire și cuarțuri hidrotermale, toate, produse de diferențiere ale magmei banatitice. Filoanele acestea se desvoltă în direcțiunea fâșiei de roce verzi.

Rocele verzi se deosebesc net de rocele complexului de gneise micacee, din cauza aspectului lor special datorit colorii lor verzi și lipsei complete a muscovitei și biotitei (cel puțin megascopic). Compoziția lor mineralogică predominantă este: plagioclași albitici, cuarț, amfiboli, epidoti, clorite. Afară de aceasta originea materialului lor este în mare parte eruptivă pe când majoritatea gneiselor micacee este sedimentogenă. Rocele verzi au suferit însă un metamorfism regional mai slab decât gneisele micacee, fiind produse tipice de epizonă. Ele sunt probabil polimetamorfice, suferind și un metamorfism de dislocațiune mai mult sau mai puțin intens.

Este destul de dificil să ne închipuim condițiunile formării acestui complex de roce verzi. Avem deaface cu o întreagă diferențiere magmatică (vezi analizele de roce verzi eruptive dela sfârșitul capitolului) care a produs pe deoparte roce bazice gabbroide și peridotitice, pe de alta roce acide granito-dioritice și desigur și o fază efusivă cu porfire acide și tufuri foarte probabil submarine, dovadă și sedimentele fine cuarțitice intercalate între ele. O fază pneumatolitică hidrotermală submarină poate să fi produs cantitatea enormă de epidoți care pseudomorfozează uneori rocele până a face imposibilă o recunoaștere a lor (mai ales în zona epidioritică). Afară de aceasta problema mai e complicată de fenomene tectonice care au descompus complexul rocelor verzi într'o serie de solzi încălecați spre E și foarte greu de urmărit, dat fiind caracterul de cute izoclinale aplecate spre SE a întregului complex, înclinarea stratelor fiind în general spre NW.

A) Zona epigabbrourilor

EPIGABBROURILE

Dealungul limitei apusene a părții nord-estice a complexului de roce verzi se întinde zona epigabbrourilor care se poate urmări din V. Trestiei, Ezeriș, spre SW până la culmea dintre Og. Buchin și Og. dela Poieți, la S de Poiana Colțan, cota 405, unde se ascute între paragneise. Epigabbrourile se ivesc deci pe o lungime de 5,5 km și o lățime de ¼—½ km aproximativ. De zona

Institutul Geologic al României

porfirogenă-tufogenă, ele sunt separate prin solzul de paragneise dela Og. dela Poieți și printr'o linie de dislocație din prelungirea lui. Această dislocație este marcată prin rocele frământate din Og. lui Nistor și din V. Bârzavei, la SE de tunelul Colțan, dislocatie care foarte probabil se prelungește spre NE, dovadă rocele gneisice micacee întâlnite pe Og. Stupinii și Og. Faurului, roce străine complexului verde.

Epigabbrourile se găsesc bine desvoltate în partea superioară a Ogașelor Roata, Faurul (în special pe afluentul acestuia, Og. Răchiți) și Stupinii. O ivire mai accesibilă este aceea din V. Bârzavei, între tunelul Colțan și Og. lui Nistor și sub terasa de vis-à-vis. In zona epigabbrourilor se întâlnesc subordonat și intercalațiuni de roce porfirogene și tufogene, care mai formează și o fâșie îngustă dealungul contactului complexului de gneise micacee, în regiunea tunelului Colțan și a Ogașului Mare din hotarul Mâniomului (Fig. 7).

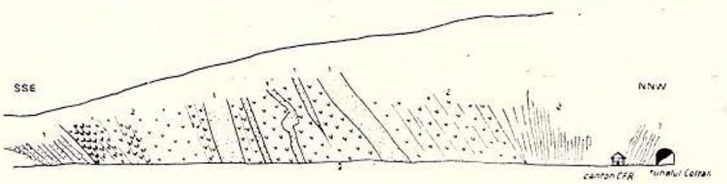


Fig. 7. Secțiune prin zona epigabbrourilor, lângă tunelul Colțan, Valea Bârzavei (malul stâng), Bocșa Montană.

Lungimea deschiderilor cca 300—400 m.

1. Gneise muscovitice laminate
2. Epigabbrouri, mai grăunțoase și mai mărunte
3. Roce verzi porfirogene și tufogene.

Epigabbrourile provin probabil dintr'un massiv de roce bazice dinamometamorfozate în epizonă. Ele se prezintă sub formă de masse lenticulare mai mult sau mai puțin laminate, prinzând între ele pene de roce tufogene și porfirogene (cf. planșa de profile). Aceste masse epigabbroide cuprind atât roce diorito-gabbroide, care reprezintă diferențierea mai acidă, cât și roce gabbro-peridotitice foarte desvoltate și care reprezintă diferențierea ultrabazică a massivului.

Pe teren epigabbrourile se deosebesc de rocele porfirogene și tufogene învecinate prin grăuntele lor mai mare și prin prezența constantă a amfibolilor cari, împreună cu structura megascopică a rocelor, uneori massivă, alteori paralelă, determină aspectele lor caracteristice:

gabbroide tipice, când roca e masivă, cu amfiboli mari și pete albe feldspatice între ei;

gabbroide-gneisoide, când roca are o structură paralelă și este împestrițată de feldspați sau produsele lor de transformare;

hornblenditice-peridotitice massive, când aproape nu mai distingem altceva decât amfiboli și, în fine

Institutul Geologic al României

hornblendice șistoase, când numai cu băgare de seamă le mai putem distinge de unele roce tufogene care conțin și amfiboli.

Sub microscop structura rocelor este granoblastică, în general heteroblastică cu tendințe porfiroblastice, dar uneori și homeoblastică, de ex. în rocele alcătuite numai din hornblendă. Textura este mai mult orientată și lenticulară (phacoidal, flaserig) datorită unei laminări potrivite a rocelor. Se văd uneori splendide exemple de hornblende mari subțiate din loc în loc, în două sau trei părți lenticulare, unite doar prin câte un mănunchiu de fibre secundare uralitice. Alteori textura este cu totul neorientată, ca în cazul rocelor hornblendice. In fine găsim și texturi gabbroide relicte.

Compoziția mineralogică calitativă nu variază mult, însă compoziția procentuală prezintă limite destul de largi, rocele mai acide conținând mai mult plagioclas și cuarț pe când la cele mai bazice amfibolii, epidoții și cloritele (subordonați: talcul, minereul și titanita) devin singurele componente.

O clasificare a epigabbrourilor pe baza studiilor microscopice cere un material de secțiuni mult mai bogat, deoarece roce care megascopic par a fi foarte asemănătoare se arată sub microscop a fi diferite. Deocamdată vom deosebi roce diorito-gabbroide și roce peridotitice între care se operează toate tranzițiile, deaceea le vom descrie împreună.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm se pot vedeà în tabloul alăturat.

Din acest tablou vedem că:

In grupa rocelor diorito-gabbroide avem: roce dioritice, cu 25—30% cuarț și cu o structură porfiroblastică (hornblendă, albită și cuarț) derivate probabil din porfirite dioritice, și roce gabbroide care conțin numai 1—5% cuarț dar au mult feldspat (Pl. II, Fig. 2).

In grupa gabbro-peridotitică sunt roce lipsite de cuarț, unele epidoto-amfibolice (media I) și altele ultra-amfibolice (media II); ambele subgrupe reprezintă roce foarte bazice metamorfozate (Pl. II, Fig. 3 și 4).

Plagioclașii sunt albite întesate deobiceiu cu minerale epidotice, o mică albă, clorită, calcită, fibre uralitice, născute din transformarea plagioclașilor bazici primari. In structurile gabbroide, albitele formează plaje mai mari (2—5 mm), deobiceiu însă sunt mai mult sau mai puțin fărmițate sau complet înlocuite de epidoți.

Cuarțul îl întâlnim doar în rocele mai acide unde formează grăunțe strivite, dințate și foarte unduloase, pe când în rocele bazice abia îl mai găsim uneori prin interstiții, în parte desigur secundar.

Amfibolii sunt reprezentați prin hornblende, actinolite, uralite și tremolite. Hornblenda verde pare a fi primară, relictă, se întâlnește în rocele diorito-gabbroide și are următorul policroism:

n γ verzui-albăstrui-cenușiu, n β verde-cenușiu, verde-olive, n α gălbui-verzui-incolor.

Institutul Geologic al României

COMPOZIŢIA MINERALOGICĂ PROCENTUALĂ A EPIGABBROURILOR ŞI DIMENSIUNILE MINERALELOR IN MILIMETRI

	Roce diorito-gabbroide		Roce gabbroide-peridotitice			Epi-gabbro analizat	DIMENSIUNI
	limite extreme	media	limite extreme	media I	media II		
Plagioclaşi . . .	20—40%	28%	0—15%	6,6(3—15)%	1% [1]	6%	5 : 2—3 : 1,5—0,55 : 0,35
Cuarţ	25—30→1—5%	15%	0— 1%	0,4%	0%	urme	1,2 : 0,6—0,3 : 0,3—0,06 : 0,03
Amfiboli	10—40%	22%	35—98%	44 (35—50)%	90 (80—98)%	40%	3 : 0,7—1,5 : 0,75—0,2 : 0,15
Epidoţi	4—34%	21%	0—40%	32,5(25—40)%	4 (0—10)%	40%	0,56 : 0,4—0,4 : 0,07—0,025 : 0,02
Clorite.	1—10%	5%	0—15%	7,5%	2% [2]	9%	0,3 : 0,12
Mică albă (în parte talc?) . . .	0—10%	6%	0—25%	7%	1%	1%	0, 28 : 0,14—0,1 : 0,013—0,025 : 0,007
Carbonaţi . . .	0—4 %	1%	0—2 %	0,5%	0%	2%	0,15 —0,06
Titanită . . .							
Rutil							
Magnetită . .	0,5—5%	2%	0—5%	1,5%	2%	2%	Titanită 1,5 : 1,5; 0,2 : 0,07—0,04 : 0,02
Apatită . . .							Pastele mărunte: 0,04—0,01
Zircon							

[1]) O rocă are 4%, restul 0%.
[2]) O rocă are 10% antigorită, restul 0%.

Institutul Geologic al României

Intr'o rocă am întâlnit și hornblendă brună formând nucleii unui amfibol uralitic. Actinolitele și uralitele sunt de origină secundară provenite probabil din transformarea piroxenilor primari, cari nu se mai întâlnesc în rocele actuale; ele conțin incluziuni de titanită secundară, uneori calcită și clorită. Policroismul lor este:

n γ verzui-palid, uneori nuanțat în albăstrui,
n β verzui-gălbui, » » » olive,
n α verzui-gălbui-palid până la incolor.

Actinolitele au culori de birefringență mai ridicate decât uralitele, iar acestea din urmă prezintă adesea aspecte fibroase către capete și au în general un aspect mai puțin reliefat și lipsit de structură, spre deosebire de hornblendele de mai sus.

In fine într'o rocă am întâlnit 85% tremolită incoloră în cristale fibroase pline de grăunțe de magnetită. Asociate cu ea se află agregate de antigorită. E vorba de una din cele mai bazice roce, găsită pe Og. Faurului, afluentul Văii Satului (Mâniom).

Amfibolii au în general forme lenticulare sau sunt adunați în agregate lenticulare din cauza fenomenelor tectonice care au influențat rocele. Se observă uneori amfiboli mari subțiați din loc în loc, încât se formează un șir de 2—3 părți lenticulare, legate sau nu prin mănunchiuri uralitice fibroase (Pl. II, Fig. 2), sau alteori păturile de amfibol sunt dislocate dealungul câte unei linii de alunecare și atunci cristalele sunt îndoite și unduloase sau frânte.

Epidoții nu lipsesc decât într'o singură rocă, cea mai bazică, alcătuită din tremolită și antigorită. Mai adesea am întâlnit seria monoclinică clinozoisită-pistazită, în unele roce am întâlnit zoisitele α și β[1]) (Pl. II, Fig. 3) care uneori sunt concrescute cu clinozoisita astfel că centrul e format din zoisită iar pe margini se află clinozoisită. Zoisitele sunt foarte greu de studiat, având unghiul axelor optice foarte mic, uneori sunt chiar uniaxe. Mai adesea am putut determină varietatea β cu planul axelor optice perpendicular pe clivaje și cu $\varrho > v$. Culorile de polarizație cenușii scăzute sunt cele predominante. Forma cristalelor este de snopi sau de mănușă cu degetele resfirate. Epidoții se prezintă în grăunțe incolore și clare, iar când sunt îngrămădiți în agregate, atunci au o nuanță brunie, nepolicroică însă. Formează de obiceiu pseudomorfoze după feldspați.

Clorita se întâlnește prin feldspați și amfiboli. E de obiceiu un pennin pozitiv. Mica albă secundară se formează pe contul feldspaților; uneori e foarte abundentă în pastă printre epidoți și hornblende și atunci avem a face foarte probabil cu talc provenit din transformarea piroxenilor și olivinelor (?) rocelor peridotitice primare. Carbonații s'au format uneori pe socoteala amfibolilor și străbat roca în vinișoare sau se adună în cuiburi. Titanita se află în

[1]) In epigabbrourile de pe stânga V. Bârzavei.

Institutul Geologic al României

grăunțe alterate sau agregate mai mari în care sunt incluse rutile și minereu negru uneori limonitizat. Grăunțele de minereu negru sunt abundente în tremolite. Apatita și zirconul sunt cu totul neînsemnate.

Un epigabbro din grupul peridotitic (epidoto-amfibolic) provenind din deschiderea dela SE de tunelul Colțan a fost analizat de d-l P. BEARTH[1]). Are un chimism piroxenit-hornblendit-gabbroid ceeace arată că rocele epidoto-amfibolice sunt roce foarte bazice gabbroide-peridotitice.

B) Zona porfirogenă-tufogenă

Este zona mediană a complexului de roce verzi. Se poate urmări dealungul întregului complex și are o lărgime variind între 250 m și 1 km. Deschideri frumoase sunt în V. Bârzavei, Og. Popii, pe V. Ferendiei. Această zonă este alcătuită dintr'o alternanță de roce șistoase cu grăuntele foarte mărunt, unele mai dure, altele mai moi, uneori șistoase-foioase, alteori șistoase-compacte, de culori verzi de diferite nuanțe: verde închis, verde deschis, verzui-cenușiu și culori cenușii și negricioase, pe lângă care se mai adaugă culorile datorite fenomenelor de alterațiune și înfine culorile închise din aureola de contact banatitică din partea sudică a zonei. Megascopic nu putem distinge nici un mineral, afară doar de cristalele aurii de pirită, destul de frecuente mai ales în rocele metamorfozate la contact. Către marginea răsăriteană, intercalațiunile de epidiorite devin frecuente și atunci trecem de fapt în zona epidioritelor.

In zona aceasta mediană predomină rocele verzi porfirogene și rocele verzi tufogene. Primele sunt roce acide porfirice laminate, celelalte reprezintă foarte probabil tufuri vulcanice submarine metamorfozate. Afară de acestea se mai întâlnesc șisturi sedimentogene filitice, și unele roce cuarțitice speciale. Răspândirea acestor roce este mai mult sau mai puțin greu de urmărit din cauza dificultății de a le distinge pe teren, fără să mai adaug că uneori nici microscopul nu ne lămurește pe deplin. Se pare însă că rocele sedimentogene (poate mai bine zis terigene spre deosebire de rocele tufogene, care în definitiv tot sedimentate sunt), au o răspândire mică.

Zona mediană este cutată izoclinal având cutele aplecate la E și adesea faliate.

1. ROCELE VERZI PORFIROGENE

Acestea sunt în general roce silicioase, dure și compacte, cu o textură paralelă totdeauna vizibilă. Roca porfirogenă din deschiderea dela gura Văii Locai, din malul stâng, este chiar șistoasă și prezintă mici bobițe de cuarț. De obiceiu însă afară de pirită, abia putem distinge pe ici pe colo câte o minusculă fațetă lucitoare de feldspat în massa compactă a rocelor porfirogene.

Sub microscop rocele au o structură porfiroblastică din cauza albitei, rar și a cuarțului, iar pasta lor este microgranoblastică. Textura este paralelă,

[1]) Vezi la finele capitolului, compoziția chimică a rocelor verzi eruptive.

Institutul Geologic al României

uneori cu tendințe lenticulare sau rubanate din cauza benzilor mai grăunțoase de porfiroblaste sdrobite, sau din cauza înșiruirii acestora (Pl. I, Fig. 4).

Rocele verzi porfirogene sunt formate din albită și cuarț în proporții care nu se pot stabili, din cauza micimii grăunțelor din pastă. Raportul dintre cantitatea porfiroblastelor și a pastei este 1 : 10, primele variind între 2 și 25%.

Porfiroblastele de albită sunt uneori idiomorfe și sunt dispuse paralel cu textura rocei; de obiceiu însă sunt sparte în 2—3 bucăți despărțite între ele; uneori sunt fărâmate într'o pleiadă de grăunțe mai răsărite din care unele mai păstrează orientări optice apropiate, alteori se îngrămădesc mai multe la un loc în asociații lenticulare. Albitele sunt maclate simplu, rar polisintetic.

Porfiroblaste de cuarț nu am întâlnit decât o singură dată în roca dela gura Locaiului citată mai sus. Această rocă porfirogenă amintește cuarțitele porfiroblastice descrise mai la vale. Cuarțul arată resturi de idiomorfism, e însă mai mult rotunjit, spart și foarte undulos. In celelalte roce se regăsește câteodată ca o mică fărâmă nesdrobită sau ca benzi subțiri alcătuite din grăunțe și fâșii de cuarț, provenite probabil din foste porfiroblaste repede distruse de presiunile orogenice.

Pasta este alcătuită tot din albită și cuarț. Ea este frumos orientată paralel din cauza grăunțelor turtite și îndreptate cu alungirea în direcția orientării generale. Mici microlite de feldspat mai răsărite decât grăunțele pastei produc uneori aspecte ce amintesc structurile microlitice ale pastelor eruptive.

Mai întâlnim în pastă: foițe de sericită, de clorită, grăuncioare de minereu, titanită, apatită, zircon și chiar epidot, iar uneori vine de calcită secundară străbat secțiunea. Pe alocuri sericita formează benzi foarte subțiri, în alte părți clorita se împletește ca o rețea izotropă sau epidotul abundă în șiraguri și benzi de grăuncioare; minereul și titanita se prezintă ca grăuncioare răslețe sau intră în alcătuirea unui praf opac ce tulbură uneori mineralele. Toate aceste minerale sunt dispuse riguros orientate în direcția texturii generale. Cantitatea lor totală este mică, poate atinge însă 20—25%.

Dimensiunile porfiroblastelor variază între 1,7 : 0,7, la unele cuarțuri, și 0,7 : 0,4 — 0,2 : 0,1 mm, iar acelea ale grăunțelor și foițelor pastei se mențin între 0,01 și 0,005 mm. Microlitele albitice, de care am vorbit, au dimensiuni de 0,06 : 0,02 — 0,025 : 0,013 mm.

Aspectul microscopic al rocelor verzi porfirogene amintește pe acela al keratofirelor din regiune, ba ar fi chiar identic dacă acestea din urmă nu ar avea textura neorientată. Și la keratofire se observă frecvența mai mare a albitei între porfiroblaste. Se observă și fenomene de protoclază cu fărămițarea albitei și cuarțului, identice cu fenomenele de sfărâmare observate în rocele porfirogene. Comparând o analiză de rocă verde porfirogenă [1]) și una de

[1]) Vezi compoziția chimică a rocelor verzi eruptive, pag. 91.

Institutul Geologic al României

keratofir [1]) observăm diferențe în valorile *fm*, *c* și *mg*, keratofirul fiind mai calcic și mai magnezian decât roca porfirogenă, iar aceasta mai feroasă decât primul; ambele roce însă au un chimism trondhjemitic. In tot cazul e probabil că rocele verzi porfirogene provin din metamorfismul regional al unor roce porfirice acide foarte apropiate de keratofire.

2. ROCELE VERZI TUFOGENE

Sunt mai adesea verzi închise, compacte și adesea bariolate cu violaceu, cu spărtura aspră, duritatea scăzută, încât se sgârie cu briceagul; sunt bine stratificate și se desfac în plăci și bancuri șistoase-compacte. Ochiul liber nu poate discerne nici un mineral, afară de pirită care impregnează pe alocuri rocele. Pe teren ele alternează cu rocele porfirogene, încât greu s'ar puteà spune care din ele sunt mai bine desvoltate.

Structura lor este granoblastică, iar textura paralelă, uneori microlenticulară. Se văd și texturi încrețite, iar la unele roce tufogene cu amfiboli, apare textura nematoblastică. Aspectul microscopic este deosebit de al celorlalte roce verzi și este determinat de un fel de « microporfiroblaste » neregulate, dințate, colțurate și mai mult izometrice care dau pastei un aspect grăunțos caracteristic (Pl. I, Fig. 5). Aceasta spre deosebire de alte roce verzi cu grăunțele rotunzite ovoidale.

Dimensiunile mineralelor variază în următoarele limite: grăunțele mai răsărite 0,45 : 0,45 — 0,15 : 0,15 mm, mărimea medie obișnuită 0,1 : 0,06 — 0,03 : 0,03, grăunțele pastei fine 0,15 — 0,005.

Mineralele care intră în compoziția rocelor verzi tufogene sunt:

Albita, câteodată maclată, este nelipsită; prezența ei sub formă de microporfiroblaste, descrise mai sus, e caracteristică pentru majoritatea rocelor verzi tufogene. Amfibolii fibroși (mai ales tremolite, rar uralite) se găsesc numai în unele tufuri mai bazice [2]). Diopsidul se transformă în tremolită; e rar. Epidotul, pe alocuri ortită, se formează pe contul feldspaților. Cloritele reprezintă pigmentul verde cel mai răspândit împreună cu epidotul. Mai întâlnim carbonați, sericită, titanită destul de frecuentă, magnetită, pirită, apatită. In ceeace privește cuarțul, el este bogat în tufurile acide sub formă de grăunțe colțuroase și foarte unduloase, dar în cele mai multe din ele nu l-am putut discerne cu toate cercetările asidue cu ajutorul conoscopului; rar câte un grăunte izolat.

A încercà o clasificare a unor astfel de roce este destul de anevoios, dată fiind variația mare la care poate fi supusă atât compoziția mineralogică calitativă, cât și cea procentuală a lor. Totuși am puteà deosebì în general:

[1]) Vezi discuția chimică a analizelor de banatite, pag. 204.

[2]) In aureola de contact a banatitelor, în rocele acestea apar foarte adesea amfiboli, dar atunci aceștia sunt produși prin metamorfism de contact și au altă înfățișare.

Institutul Geologic al României

	Cuarț	Amfiboli	Albite	Epidoți	Clorite	Calcită	Titanită magnetită (și restul)
a) Roce verzi tufogene acide . .	40%	—	40%	9%	10%	0%	1%
b) Roce verzi tufogene albito-cloritice	?	—	25—40%	0—15%	40—55%	0—15%	5—10%
c) Roce verzi tufogene cu amfiboli	?	5—55%	(0)20—50%	5—55%	1—10%	0—10%	1—5%

Datele acestea au numai scopul de a da o idee aproximativă asupra variației compoziției mineralogice în rocele verzi tufogene.

Rocele verzi tufogene cu amfiboli amintesc unele epigabbrouri epidoto-amfibolice de care se pot greu deosebi pe teren. Sub microscop structura lor vorbește mai mult pentru o origină tufogenă.

Toate rocele descrise mai sus le consider ca provenind din tufuri vulcanice submarine și nu ca roce sedimentogene, din cauza lipsei cuarțului (afară de cele mai acide), care într'o rocă sedimentară este un component principal, și din cauza structurii lor speciale.

3. ROCELE VERZI SEDIMENTOGENE

Consider ca roce verzi de origină sedimentară intercalațiunile de roce pelitice șistoase-compacte sau șistoase-foioase, uneori adevărate filite de culoare negricioasă-cenușie, negricioasă-albăstrie, negricioasă-violacee sau cenușie-verzuie, care se întâlnesc de ex.: pe Og. Olariu lângă marginea zonei epidioritice, pe Og. Stupinii la vreo 200 pași dela gură, în V. Bârzavei la dreapta gurii Og. Popii, pe Og. Mochiții, unde le-am întâlnit de vreo patru ori, și în cotul Văii Ferendiei.

Sub microscop se arată a fi roce microgranoblastice cu o perfectă textură paralelă, care une ori prezintăfine încrețituri complet turtite, paralele cu șistozitatea, iar alteori fâșii sericitice, alterne cu fâșii de cuarț, texturi rubanate care amintesc unele texturi ultramilonitice. Unele aspecte microlenticulare sugerează ideia unui amestec tufogen-sedimentogen. Un aspect sedimentogen caracteristic este alternanța de pături cu grăunțele foarte fine și pături cu grăunțele ceva mai grosiere, deasemenea prezența de lentile foarte turtite, agregate de grăunțe fine de cuarț curat, intercalate printre celelalte pături.

Mineralul care predomină este c u a r ț u l. El se prezintă sub formă de micro-porfiroblaste sau uneori ca fâșii lungi subțiri și paralele, formând mănunchiuri ce pornesc de pe un cristal de pirită în ambele sensuri ale șistozității, încât imită uneori adevărate maclațiuni fine polisintetice; roca pare atunci un ultra-

Institutul Geologic al României

milonit. In pasta rocelor cuarțul devine așă de mărunt (sub 0,01 mm) încât abiă se mai distinge. Plagioclasul albitic se întâlnește în cantități cam de 20–30%, alteori lipsește cu desăvârșire în filite. El are aspectele microporfiroblastelor din rocele tufogene. Poate roce mixte tufo-sedimentogene? Mai întâlnim: sericită, totdeauna prezentă, formând în unele roce benzi ca la ultramilonite; pennin rar; praf opac de minereuri și uneori de grafit care pot trec epeste 50%, încât determină culoarea negricioasă a rocelor; magnetită, hematită, limonită; pirită idiomorfă sau sub formă de infiltrațiuni lunguețe printre păturі; carbonați, titanită, zircon, rutil sub formă de ace extrem de fine în filite.

Dimensiunile mineralelor în mm:

Microporfiroblastele de cuarț și albită 0,1 : 0,05 — 0,04 : 0,025;

Fâșiile lungi subțiri « polisintetice » de cuarț 0,2 : 0,013;

Agregatele lenticulare turtite de cuarț 3—1,5 : 0,2; 0,05 : 0,04 — 0,025;

Piritele idiomorfe 0,01 — 0,06; infiltrațiile de pirită 1,5 : 0,3;

Grăunțele pastelor 0,025 — 0,01 — 0,003.

Următoarele feluri de roce verzi sedimentogene putem deosebì:

Roce filitice cenușii-verzui, foioase, formate din cuarț, o pâslă fină de firicele de rutil și oxizi de fer (Og. Olariu).

Roce mixte tufogene-sedimentogene (?) negricioase, șistoase-compacte și șistoase-foioase, cu aspecte microscopice ce amintesc puțin rocele verzi tufogene (microporfiroblastele!). Sunt formate din cuarț, albită, sericită, pennin, praf de minereuri, pirită, carbonați. Unele texturi încrețite și rubanate dau de bănuit că avem de a face și cu ultramilonite (?).

4. CUARȚITELE PORFIROBLASTICE

Cuarțite porfiroblastice curate. In spre gura Văii Locai, imediat la vale de confluența primului ogaș de pe stânga, socotit dela gura văii, găsim niște bancuri de cuarțite verzi și altele gălbui însă identice cu primele, de 5—6 m grosime totală, având direcția N55° E și înclinarea 67° NW. Ele se află intercalate între rocele porfirogene și cele epidioritice.

Au structura porfiroblastică și textura lenticulară paralelă și sunt alcătuite din 99 % cuarț și 1% sericită, zircon, praf de minereu negru, oxizi de fer alterați (roca gălbuie), carbonați, titanită.

Cuarțul formează porfiroblaste (ca 60% din rocă), rotunzite, ovale, undulоase, unele din ele pe cale de fărămițare, cu dimensiuni variind între 0,85 : 0,7 — 0,14 : 0,14 mm. Pasta este tot cuarțoasă; e puțin laminată pe alocuri, întrețesută cu puțină sericită și pigmentată cu ceva oxizi de fer. Nu se vede nici urmă de feldspați sau produsele lor de transformare. Dimensiunile pastei variază între 0,01 și 0,025 mm.

Cuarțite porfiroblastice cu feldspați hidrotermalizați. La obârșia Og. Popii, afluentul drept al Ferendiei superioare, la vreo 100 m la Nord de șoseaua Ocna de Fer—Reșița, se văd niște roce gălbui-ru-

Institutul Geologic al României

ginii uneori compacte, alteori cu structura paralelă și suprafețele sericitoase, care sub microscop se arată a fi foarte asemănătoare cu rocele cuarțitice din Valea Locai, descrise mai sus. Și poziția lor este aceeaș, adică la marginea de Est a zonei porfirogene-tufogene. Unele sunt laminate, încât cuarțul porfiroblastic se mărunțește și se împuținează sub 10%. Ceeace le deosebește de cuarțitele precedente este existența unui mineral ce pare a fi un feldspat complet hidrotermalizat, atât porfiroblastele cât și grăuncioarele de pastă. El este în cantitate de cca 25—30%.

Dimensiunile porfiroblastelor 0,35 : 0,25 — 0,06 : 0,04 mm;

Dimensiunile grăunțelor pastei 0,025—0,013 mm.

Toate aceste cuarțite porfiroblastice au o poziție cam izolată față de celelalte roce verzi. Pe deoparte cantitatea de cuarț (99%) din cele de prima categorie ar sugerà o origine sedimentară, pe de alta structura lor caracteristică și mai ales prezența feldspatului hidrotermalizat în cele de categoria doua, ne amintesc mult roca porfirogenă cu porfiroblaste de cuarț rotunjit și albite, ce se ivește mai la vale de cuarțitele porfiroblastice curate, aproape de gura Văii Locai, în deschiderea din malul stâng. Această rocă porfirogenă este cenușie-albăstrie, șistoasă și prezintă bobițe de cuarț ce se văd și megascopic. Porfiroblastele de cuarț sunt însă mai puțin frecvente (cca 10—15%) decât la majoritatea cuarțitelor porfiroblastice. Roca e citată mai sus la rocele verzi porfirogene.

Originea acestor curioase cuarțite porfiroblastice rămâne deocamdată nerezolvată.

C) Zona epigranitelor și epidioritelor

La marginea de Est a complexului de roce verzi întâlnim o fâșie de ¼—½ km grosime, alcătuită din epigranite și epidiorite care alternează adesea cu roce tufogene verzi sau bariolate cu nuanțe violacee. Rocele epigranitice și epidioritice au o structură grăunțoasă, unele fiind mai gneisice, altele mai massive, în general dioritice, mai rar gabbroide. Culoarea verde se datorește mai ales cloritelor și epidoților; aceștia din urmă invadează uneori complet rocele. Cu ochiul liber putem deosebì feldspatul și cuarțul.

Dealungul limitei de Est a zonei întâlnim o fâșie de roce formate din blocuri turtite și pături lenticulare mai mult sau mai puțin grăunțoase care alternează cu pături compacte tufogene verzi. La prima vedere aceste roce fac impresia de «conglomerate verzi», cum ar putea crede oricine, privind stâncile verzi de pe ambele maluri ale Văii Bârzavei, la vale de gara Mâniom [1]).

[1]) Foarte probabil, la aceste roce se referă FR. SCHAFARZIK (65) când vorbește de «einzelne gepresste Geschiebe», intercalate între filitele cloritice și sericitice din malul drept al Bârzavei, la 1 km NW de Mâniom.

Institutul Geologic al României

Sunt însă înclinat să cred că avem de a face foarte probabil cu tufuri și aglomerate vulcanice, a căror înfățișare actuală s'ar datori laminărilor și mișcărilor diferențiale care și-au atins maximul lor de intensitate în zona ultramilonitelor dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior. Am numit deocamdată aceste roce : rocele verzi de aparență aglomeratică.

Aspectul petrografic așà de variat și neliniștit al acestei zone, cu materialul ei aparent eterogen alternându-se de nenumărate ori, și mai ales studiul microscopic al rocelor, ca și cele două analize chimice de epigranit și epidiorit, ne sugerează ideia unei zone eruptive vulcanice submarine cu exploziuni de tufuri și aglomerate și intruziuni de filoane și mici lacolite de chimism granito-dioritic, întovărășite de o intensă activitate pneumo-hidatogenă care a produs cantitatea enormă de epidot din această zonă.

Să mai adăugăm și fenomenele tectonice care au produs cute izoclinale, solzi și laminări și vom avea o idee a complicațiunilor la care ne putem aștepta în zona aceasta.

Din cauza durității mai mari a rocelor întâlnim deseori mici cascade și mici ochiuri de apă în văile care străbat zona epigranitelor și epidioritelor, ca de ex. în Valea Satului în porțiunea numită « Burău » [1]), în Valea Locai spre gură, Og. Lupulan, Og. Fusului, Valea Ferendiei.

ROCELE VERZI EPIGRANITICE ȘI EPIDIORITICE

O încercare de clasificare a rocelor zonei epigranitice-epidioritice (exceptând rocele tufogene studiate anterior), bazată pe variația cantităților procentuale și mineralelor componente, este cuprinsă în tabloul de mai jos. Deoarece epidotul îl găsim totdeauna format pe contul feldspaților, vom da suma plagioclas + epidot și vom arătà și cantitățile aproximative de epidot și plagioclas pentru a puteà judecà gradul de epidotizare a rocelor.

Epigranitele și epidioritele fără amfiboli au o structură granoblastică, la unele massivă, la altele mai mult sau mai puțin porfiroblastică. La cele massive se mai găsește o structură relictă hipidiomorfă, cu feldspați automorfi înconjurați de cuarț, care se prezintă uneori în plaje mari unduloase, alteori în grăunțe colțuroase rămase printre feldspații numeroși, amintind în ambele cazuri textura ofitică-diabasică așà cum apare în unele cuarțdiorite. Această textură trebuie să fi fost frecventă la rocele granito-dioritice din care au provenit epigranitele și epidioritele. Texturile pot fi massive, dar de obiceiu sunt mai mult sau mai puțin orientate și lenticulare din cauza laminării treptate a rocelor.

Se observă diferite stadii de laminare (vezi și Pl. II, Fig. 1):

Plagioclasul care rezistă mai îndelung presiunilor prezintă la început lamele îndoite și extincție unduloasă, apoi e spart și dislocat, în fine e redus la o în-

[1]) « Burău » numesc localnicii un ochiu de apă mai adânc lângă o cascadă,

Institutul Geologic al României

șiruire de grăunțe mai mult sau mai puțin lenticulare, separate de puțină pastă ultramilonitică și producând aspecte celulare-lenticulare.

Plajele mari unduloase de cuarț sunt repede sfâșiate în benzi paralele cu direcția laminării și apoi reduse la fâșii cu grăunțe alungite și unduloase din

	Epigranite		Epidiorite fără amfiboli		Epidiorite amfibolice	Rocă epidoto-cloritică	Rocele verzi de aparență aglomeratică
	limite	media	limite	media			
Plagioclas	(25—)40—50%	41,5%	55—63%	59,5%	15—5%	0%	
Epidot	(27—)15— 0%	9%	10—15%	13,5%	20—19%	80%	50—80%
Plagioclas + epidot	45—55%	50,5%	65—78%	73%	35—24%	[80%] cuarț + feldspat	20—30%
Cuarț	50—35%	42,5%	15—10%	13,5%	20—5%	0%	
Clorită	2— 8%	4,5%	13— 8%	10%	puțină	15%	20—50%
Amfibol uralitic	—	—	0— 1%	0.5%	44—70%	0%	—
Minereu Titanită Apatită	1—5%	2%	1— 2%	1,5%	1%	5% apatită și titanită	—
Sericită	0—2,5%	0,5%	—	—	—	—	—
Calcită	—	—	5—0	1,5	—	—	—

ce în ce mai mărunte, până la o adevărată pastă ultralaminată șerpuind printre lentilele necomplet distruse ale feldspaților și cuarțului. Sfori de sericită și pennin, caracteristice fenomenelor de milonitizare, se împletesc cu aceste șuvițe de pastă.

Fenomenul de laminare pare a nu merge până la desăvârșita ultramilonitizare. Aceasta din urmă predomină în zona care separă rocele verzi de Carboniferul superior.

Sunt unele roce în care feldspații mari nesparți sunt prinși într'o pastă foarte fină și paralelă. Probabil că roca primară a fost porfirică, având deja o pastă măruntă, altfel oricât de rezistenți ar fi feldspații e greu de explicat această mare diferență între stadiul de laminare al pastei și integritatea feldspaților.

Majoritatea secțiunilor de epigranite corespunde megascopic la roce gneisice verzi, ceeace s'ar explică prin faptul că rocele primordiale granitice fiind mai

Institutul Geologic al României

bogate în cuarț au fost mai puțin rezistente la presiunile orogenice, încât au fost mai adesea gneisifiate (Pl. II, Fig. 1). Din contră, rocele dioritice, fiind mai sărace în cuarț, dar mai feldspatice sau mai amfibolice, au fost ceva mai rezistente, încât acuma sunt mai puțin șistoase decât epigranitele și mai mult grăunțoase-massive. Aceasta este impresiunea generală ce se degajă din compararea rocelor cu secțiunile și analizele chimice respective.

Analiza unui epigranit, eșantion gneisic, prezintă un chimism trondhjemitic (NIGGLI), pe când aceea a unui epidiorit fără amfiboli, eșantion grăunțos, este cuarțdioritică. Vezi: Compoziția chimică a rocelor verzi eruptive, dela finele capitolului.

Epidioritele amfibolice le-am întâlnit mult mai rar (ex. Og. Lațcu în cursul inferior, Og. Bălului în cursul mijlociu). Rocele sunt grăunțoase și cu textură orientată. Amfibolii se văd cu ochiul liber ca mici pete verzi închise. Aceste roce sunt comparabile cu epigabbrourile epidoto-amfibolice, ca aspecte megascopice și microscopice; în ceeace privește cantitățile procentuale, se vede că sunt mai dioritice.

In zona epigranitică-epidioritică din Valea Locai, am găsit într'un punct, dela cuarțitele porfiroblastice 200 pași în susul apei, un epigabbro cu aspect de gabbro saussuritizat, foarte transformat, având plagioclașii pseudomorfozați în epidoți, carbonați, albite, clorite, iar amfibolii fibroși uralitici conțin epidoți și carbonați. Roca nu e cuprinsă în tabloul de mai sus.

Roce epidotizate și cloritizate. Printre epidioritele Văii Locai și Văii Bârzavei, am dat de o rocă epidoto-cloritică alcătuită din o massă epidotică cu textură massivă celulară, rețeaua formând-o penninele pozitive în care sunt prinse apatitele și titanitele. Această rocă ar reprezentă gradul extrem de metamorfozare a unei roce de origină necunoscută (gabbro ?).

Rocele verzi de aparență aglomeratică, dela marginea răsăriteană a zonei, au aspecte microscopice milonitice. Ele sunt foarte epidotizate și cloritizate. In rețeaua groasă de grăunțe tulburi epidotice se văd lentile și șuvițe de cuarț spart, foarte undulos și de pastă complet laminată, sau câte un feldspat scăpat nesdrobit. Uneori epidotizarea predomină, alteori se asociază și o cloritizare puternică sau calcitizarea.

Ca să fiu complet să mai adaug că un bloc verde-gălbui, de câțiva cm, găsit în malul stâng al Bârzavei, în rocele verzi aglomeratice dela vale de gara Mâniom, nu conține altceva decât o massă de epidot tăiată în fâșii paralele de o massă de cuarț slab unduloasă, nesdrobită, dar având o textură paralelă pronunțată și perpendiculară pe fâșiile de epidot (un produs hidrotermal cuarțo-epidotic ?).

Aceste roce complicate am puteà să ni le închipuim ca produsele laminării unui amestec epigranitic-tufogen-aglomeratic care a mai suferit și fenomene hidrotermale: epidotizări, cloritizări, silicifieri (în cazul ultimei roce).

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică a rocelor verzi epigranitice și epidioritice

Mineralele rocelor clasificate mai sus sunt următoarele:

Feldspații sunt plagioclași acizi. Am putut determină termeni cuprinși între 0—15% An. Sunt adesea maclați polisintetic. Se află de obiceiu pe cale de laminare și epidotizare progresivă.

Cuarțul mai formează uneori mari plaje unduloase (Pl. II, fig. 1), dar mai totdeauna este sfărmat în toate stadiile până la milonitizare completă. Unele texturi relicte arată că legătura dintre cuarț și feldspat erà cea ofitică-diabasică dela cuarțdiorite (cel puțin la epidiorite), iar în unele epigranite mai acide se observă concreșteri granofirice-myrmekirice între aceste minerale.

Epidotul se formează totdeauna în feldspați, la început sub forma de mici grăunțe tulburi care se înmulțesc din ce în ce până nu mai rămâne din feldspați decât o substanță albitică sporadică printre interstițiile epidoților. La urmă avem pseudomorfoze compacte de grăunțe de epidot. Șirurile de epidoți tulburi marchează adesea textura paralelă lenticulară sub microscop. In rocele aglomeratice și în rocele epidoto-cloritice, epidotul formează peste 50% din rocă. Prezența lui se datorește foarte probabil mai ales fenomenelor pneumo-hidatogene legate de formarea rocelor eruptive verzi.

Clorita e de obiceiu un pennin pozitiv ce s'a format fie pe socoteala unei biotite verzi ale cărei urme se mai ghicesc în unele secțiuni, fie pe socoteala amfibolilor din cari nu se mai văd decât rare fibre uralitice în epigranite și epidiorite. In rocele epidotizate și cloritizate cantitatea cloritei poate să atingă 20—50%.

Amfibolul se întâlnește numai în cele câteva epidiorite amfibolice descrise. Este o hornblendă uralitică verde-albăstrie la fel cu cea descrisă din zona epigabbrourilor. Uneori e complet fibroasă.

Sericita e mai totdeauna prezentă prin pastele epigranitice ultralaminate în cantități cu totul reduse. Magnetita și titanita nu lipsesc niciodată. In rocele cele mai bazice apatita atrage atenția prin cristale ceva mai frecvente și mai mari. In rocele mai alterate se află și carbonați.

Pastele sunt produse prin laminarea extremă a mineralelor și sunt mai ales cuarțoase, feldspații fiind transformați în șiraguri tulburi de epidoți sau în sfori de sericită. Clorite fine împreună cu bobițe turtite de cuarț dau pastei o textură paralelă sinuoasă perfectă. Râurile de pastă curg printre mineralele nesdrobite, subțiindu-se și umflându-se după locul disponibil. In tot cazul cantitatea pastei ultralaminată nu trece de 20% din roce, ceeace arată măsura relativă a milonitizării lor. In unele roce ea lipsește chiar complet. Nu e exclus ca în unele cazuri ea să reprezinte o pastă primordială laminată ulterior cum ar fi în roca cu porfiroblaste nesfărmate de plagioclas.

In ceeace privește dimensiunile mineralelor, se înțelege că ele variază în limite largi. In epigranite sunt plaje de cuarț de 2—5 mm diametru care sunt

Institutul Geologic al României

îmbucătățite tot mai mult, încât iau toate dimensiunile intermediare până ce abia se mai deosebesc cu microscopul; tot astfel cu feldspații.

In câteva epidiorite mai puțin presate am găsit: plagioclași mari 2,7: 2 — 0,9: 0,6 mm; plagioclași mici 0,4: 0,3 — 0,3: 0,14; cuarț 0,75: 0,45 — 0,15: 0,15; hornblenda 1,5: 0,3 — 0,4: 0,15; apatita (cristale mai răsărite) 0,55: 0,12 — 0,15: 0,07, idem, în secțiune hexagonală 0,2: 0,2.

Dimensiunile pastelor ultramilonitice sunt de ordinul de mărime 0,01 mm și mai jos.

D) Compoziția chimică a rocelor verzi eruptive

Studiul microscopic ne-a arătat că mare parte din complexul rocelor verzi constă din roce eruptive mai mult sau mai puțin laminate și metamorfozate. Pentru a puteà privì chestiunea și din punct de vedere chimic s'au analizat în toamna 1929, în laboratorul de chimie al Institutului Mineralogic al Universității din Basel de către d-l P. BEARTH, patru tipuri de roce verzi: o rocă verde porfirogenă, un epigranit, un epidiorit și un epigabbro. Roce verzi tufogene nu s'au analizat, pentrucă o singură analiză de rocă tufogenă nu spune mare lucru, dat fiind materialul divers și originea mixtă pe care o poate aveà o astfel de rocă. Poate o serie întreagă de analize de roce tufogene să fie mai de folos.

Dăm mai jos cele patru analize de roce verzi împreună cu valorile NIGGLI calculate din ele.

Analize de roce verzi eruptive din Banat, regiunea Ocna de Fer—Bocșa-Montană:

	I	II	III	IV
	Rocă verde porfirogenă	Epigranit	Epidiorit	Epigabbro
SiO_2	72,03	69,22	59,60	42,78
TiO_2	0,42	0,70	1,77	1,58
Al_2O_3	13,86	14,08	16,63	19,12
Fe_2O_3	0,61	1,40	2,29	2,51
FeO	3,44	2,51	4,41	6,66
MnO	0,03	urme	0,06	0,13
MgO	0,09	0,88	1,41	6,05
CaO	1,14	1,47	5,49	11,54
Na_2O	5,63	5,70	4,20	2,28
K_2O	1,57	1,76	0,93	1,33
P_2O_5	0,21	0,47	0,19	0,37
H_2O-	0,09	0,11	0,06	0,10
H_2O+	1,10	1,76	2,24	4,01
CO_2	—	—	0,56	1,80
Suma . . .	100,22	100,06	100,04	100,26
Greutatea specifică	2,65	2,68	2,78	2,95
Nr. eșantionului	84/1928	1288	100/1928	79/1928

Institutul Geologic al României

I. Rocă verde porfirogenă, V. Bârzavei, la Nord de gura Og. Popii (Og. Locaiel pe harta silvică U. D. R.), în dosul km 54,5 C. F. R. Bocșa-Montană.

II. Epigranit (laminat), V. Ferendiei, la jumătatea distanței între Og. Lațcu și Og. Popii (afluenți superiori), Ocna de Fer.

III. Epidiorit, V. Locai, cursul inferior, în stâncile verzi dela jumătatea parcursului dintre Og. Lupulan și vărsarea Văii Locai în V. Bârzavei. Hotarul Bocșa-Montană—Mâniom.

IV. Epigabbro, V. Bârzavei, malul stâng, între tunelul Colțan și Og. lui Nistor, Bocșa Montană.

Pentru valorile NIGGLI ale acestor roce verzi eruptive, vezi tabloul alăturat.

Comparând analizele de roce verzi eruptive din regiunea Ocna de Fer—Bocșa-Montană cu tipurile magmatice după NIGGLI (46), observăm următoarele:

Analiza I este mai mult trondhjemitică deși valorile NIGGLI se potrivesc

VALORILE NIGGLI ALE

No. eșantionului	No. de ordine	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	Secțiunea	*qz*	*Ls*
84/1928	I	372	42	18	6	34	0,15	0,04	0,35	III	+136	0,59
1288	II	329	39,5	21	7,5	32	0,17	0,29	0,35	III	+101	0,63
100/1928	III	213	35	27	21	17	0,13	0,28	0,78	V	+ 45	0,65
79/1928	IV	99	26	38	29	7	0,28	0,55	0,75	V	— 29	0,81

foarte bine cu analizele engadinitice. Valori așà de scăzute pentru *k* și *mg* ca în analiza noastră nu găsim însă la magma engadinitică. Analiza cea mai apropiată ar fi aceea a granitului albitic de Argyllshire din Scoția (*si* 365, magme trondhjemitice)[1]). Valori nu prea depărtate și având în special *mg* foarte mic găsim la magmele alcaligranitice (atlantice).

Analiza II este trondhjemitică, mai ales *k* și *mg* potrivindu-se bine. Celelalte valori se aseamănă și mai mult cu o analiză rapakiwitică (mediterană), de ex. analiza granitului rapakiwitic de Nystad din Finlanda (*si* 319, magme rapakiwitice), dar aici *k* este mult prea ridicat.

Analiza III este hotărît cuarțdioritică (cf. *si* 226 și 218, magme cuarțdioritice).

Analiza IV corespunde foarte bine unei magme piroxenit-hornblendit-gabbroide. Cea mai apropiată analiză este aceea a gabbroului cu olivin dela

[1]) In lit. 46 găsim foarte ușor analizele citate pentru comparație, în tabelele tipurilor magmatice respective, cu ajutorul valorilor *si*, a denumirii rocei și a localităților.

Institutul Geologic al României

Nosy Komba din Madagascar (*si* 100, și tipul magmei piroxenit-hornblendit-gabbroide).

E) Concluziuni la rocele verzi eruptive

Din discuțiunile chimice de mai sus rezultă că rocele verzi eruptive, din regiunea Ocna de Fer—Bocșa-Montană, reprezintă o serie de roce eruptive cu chimism granito-diorito-gabbroid, putându-se destul de bine echivală, mai ales în partea mai bazică, cu magmele eruptive pacifice.

Studiul microscopic al rocelor verzi eruptive ne-a arătat că ele reprezintă produsul metamorfozei unor roce eruptive acide comparabile cu keratofirele, — rocele verzi porfirogene, — a unor roce granitice și cuarțdioritice, — epigranitele și epidioritele, — și a unor roce bazice diorito-gabbroide și peridotitice, — epigabbrourile, — după cum putem recunoaște și din unele texturi relicte cuarțdioritice și gabbroide nedistruse prin metamorfoză.

ROCELOR VERZI ERUPTIVE

Fs	*Qs*	*al-alk*	*c-(al-alk)*	$\frac{alk}{al-alk}$	*ti*	*p*	co_2	Tipul de magmă
0,04	+ 0,36	8	—2	4.25	1,62	0,47	—	Trondhjemitic-engadinitic
0,06	+ 0,31	7,5	0	4.27	2,50	0,95	—	Trondhjemitic (-rapakiwitic)
0,14	+ 0,21	18	3	0.94	4,82	0,51	2,74	Cuarțdioritic
0,48	—0,29	19	10	0.37	2,74	0,36	5,69	Piroxenit-hornblendit-gabbroid

Transformările suferite de minerale, ca de ex. albitizarea plagioclașilor întovărășită de epidotizarea, uneori și zoisitizarea, și pe alocuri sericitizarea lor, uralitizarea, cloritizarea și calcitizarea mineralelor fero-magneziene, împreună cu separarea sub formă de titanite a titanului conținut în ele, ca și texturile cataclastice-lenticulare de laminare pe care le prezintă rocele, și formele îndoite, dislocate și deșirate pe cari le observăm la minerale, argumentează în favoarea unui metamorfism de epizonă, asociat cu fenomene tectonice de laminare (22) (metamorfism tectonoclastic). Momentul tectonic pare a fi fost mai puternic către marginea răsăriteană a complexului de roce verzi.

Cu toate acestea, chimismul rocelor verzi eruptive n'a suferit schimbări prea mari, încât o echivalare cu magmele eruptive mai este posibilă, cum am văzut mai sus.

Afară de aceasta, epidotizarea intensă a rocelor în unele părți ale zonei epigranitice-epidioritice, pare a fi în legătură cu fenomenele pneumo-hidatogene ce au întovărășit formarea epigranitelor și epidioritelor.

Studiul geologic pe teren al rocelor verzi eruptive ne arată că avem de a face

Institutul Geologic al României

cu intruziuni granito-dioritice filoniene și lacolitice în zona răsăriteană, cu veniri de roce porfirice acide keratofirice (pături efusive printre tufuri și sedimente submarine) în zona mediană, și cu intruziuni gabbroide și peridotitice în zona apuseană. Intreg acest complex de roce a fost prins între două zone puternice de dislocațiune; una la răsărit îl separă de Carboniferul superior, alta la apus îl separă de unitatea gneiselor micacee. Afară de aceasta zona epigabbrourilor pare a fi separată de restul rocelor verzi printr'o linie de dislocație.

CAPITOLUL II

DEPOZITELE SEDIMENTARE CARBONIFERE ȘI MESOZOICE

I. CARBONIFERUL SUPERIOR

La răsăritul regiunii noastre se desvoltă depozitele sedimentare ale Carboniferului superior, determinat ca atare grație plantelor fosile ce cuprinde în regiunea Lupac [1]).

Depozitele carbonifere superioare din fâșia limitrofă regiunii noastre sunt mai ales conglomerate cu blocuri de mărimi foarte variate, microconglomerate, gresii și argile grezoase, uneori cărbunoase. Aceste depozite alternează de nenumărate ori, au culori cenușii, negricioase, când sunt cărbunoase, și sunt micacee, fiind bogate în fluturași de mică albă. Blocurile ce alcătuesc conglomeratele par a fi mai ales gneisice.

Câteva secțiuni făcute în gresii și microconglomerate arată structura lor psammitică și textura lor eterogenă, puțin orientată și presată uneori. Mineralele ce se găsesc în aceste roce se prezintă sub formă de grăunțe ovoidale, adesea sparte, amestecate neregulat cu pastă mai măruntă și solzișori de mice secundare.

Găsim: cuarț, plagioclași acizi proaspeți și maclați polisintetic, plagioclași acizi foarte sericitizați, myrmekită, microclin, muscovită, sericită, biotită verde (în decolorare), clorită, granați, epidoți, apatită, turmalină, zircon, titanită, minereu negru, rutil, substanțe cărbunoase.

Dimensiunile variază în secțiunile subțiri dela sutimi de mm la câțiva mm.

Pe teren se vede că materialul gneisic conținut sub formă de blocuri în conglomeratele Carboniferului superior, nu se poate compară cu gneisele regiunii noastre. Pentru convingere am făcut câteva secțiuni subțiri din blocuri de gneise micacee cenușii, recoltate în conglomeratele din curba șoselei Bocșa—Reșița, dela Est de casa pădurarului U. D. R. dela Mâniom. Secțiunile subțiri ne arată că avem de a face cu roce gneisice de origină granito-

[1]) O listă de plante fosile a dat HALAVÁTS (30, p. 8—9).

Institutul Geologic al României

dioritică uneori laminate. Structura relictă, eruptivă hipidiomorfă, se recunoaște foarte bine. Rocele conțin:

40—70 % plagioclași acizi, relativ sericitizați,
20— 5 % microclin și ortoză,
20—15 % cuarț undulos,
6— 5 % muscovită și sericită,
6— 5 % biotită brună și clorită,
3— 0,5% apatită, minereu negru, titanită, zircon, carbonați (în vine).

Dimensiunile mineralelor variază între 0,7—0,1—0,06 mm în diametru.

Rocele acestea par a fi de aceeaș origine ca blocurile verzi-brunii de ortogneise cu biotită, muscovită și feldspați sericitizați sdrobiți, din conglomeratele laminate de pe Og. Pietrii, descrise la pag. 122.

Bineînțeles nu suntem încă în măsură să discutăm origina acestor roce. De altfel, depozitele Carboniferului superior fiind în afară de cadrul regiunii studiate nu putem insistà asupra lor.

Dealungul zonei calcarelor se întâlnesc și conglomerate, care au fost considerate de GY. HALAVÁTS drept carbonifere superioare (30). Le vom descrie la capitolul Mesozoicului fiind strâns legate de zona calcarelor.

Am întâlnit conglomerate și dealungul zonei de încălecare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi. Ele vor fi discutate la capitolul tectonicei.

II. MESOZOICUL [1])

Răspândirea și succesiunea stratigrafică

Dealungul regiunii și cam prin mijlocul ei se află un sinclinal de calcare mesozoice cu conglomerate în bază, prins în complexul gneiselor micacee. Calcarele le-am urmărit dela Ezeriș până la Dognecea, de unde se continuă în afara regiunii cartate până la Calina și Cârnecea. Lungimea acestui sinclinal de Mesozoic este de 30 km, iar lățimea maximă a lui este de 1 km (massa dela Dognecea). La ambele capete ale sinclinalului calcarele dispar sub sedimentele pontice.

Sinclinalul este fracturat, calcarele fiind dislocate și întrerupte din loc în loc (vezi la capitolul tectonicei).

Condițiunile nu sunt favorabile pentru un studiu stratigrafic. Din cele câteva profile studiabile reiese că massa principală este alcătuită din calcare

[1]) Calcarele din regiune, citate încă de J. de BORN (« terre calcaire »), au fost considerate de B. v. COTTA și FR. v. SCHRÖCKENSTEIN de vârstă jurasică. Acesta din urmă le-a descris mai amănunțit. HJ. SJÖGREN însă le socotește arhaice. GY. v. HALAVÁTS aduce dovezi paleontologice pentru vârsta tithonică a acestor calcare. FR. SCHAFARZIK vorbește când de « Neokomkalkzug », când de « Tithon-Neokomkalkzug », iar în profile notează « Tithonkalk ».

Institutul Geologic al României

compacte pe alocuri recifale și fosilifere. Aceste calcare trec spre partea inferioară la calcare grezoase, uneori conglomeratice și la gresii calcaroase.

La baza seriei se află conglomerate cu blocuri de cuarț și de șisturi cristaline.

Această succesiune se poate stabili în toate deschiderile favorabile:

1. Valea Măgurii străbate sinclinalul mesozoic pe 100 m lățime. Dela Vest la Est întâlnim: paragneisele Bocșița—Drimoxa, 40 m calcare cenușii închise, 20 m calcare grezoase și gresii calcaroase, ambele negricioase, iar sub acestea 40 m de conglomerate și gresii conglomeratice. Urmează apoi o zonă

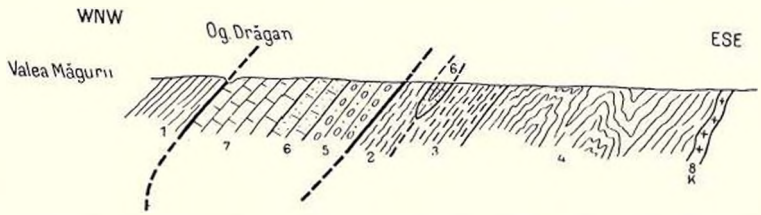


Fig. 8. Profil prin sinclinalul calcarelor mesozoice din Valea Măgurii, Bocșa Montană. Lățimea sinclinalului: 100 m.

1. Paragneisele zonei Bocșița—Drimoxa
2. Roce laminate
3. Gneise aplitice
4. Paragneisele zonei Buchin
5. Conglomerate și gresii
6. Gresii calcaroase
7. Calcare cenușii
8. Cuarțkeratofir.

de roce frământate, o lentilă de gresie calcaroasă, gneise aplitice frământate și paragneisele de tip Buchin străbătute de un filon de keratofir. Conglomeratele au direcția N 50—60° E și înclinarea 50—65° NW, intrând deci sub calcare (Fig. 8).

2. In Valea Bârzavei avem deschiderea din cariera dela Buza Cărărilor, de lângă șoseaua Bocșa-Montană—Reșița, vis-à-vis de Colțan. Și aici avem aceeaș succesiune, de data asta conglomeratele fiind însă la Vest și înclinările la SE (N 30° E/60° SE). După conglomerate urmează gresii ruginii microconglomeratice, apoi gresii calcaroase micacee negricioase și cenușii-gălbui, iar peste acestea vin calcare cenușii [1]). In paragneisele învecinate dela Est întâlnim un filon de keratofir și un amfibolit zoisitic (Fig. 9).

Aceeaș succesiune o regăsim și în Og. Buchin. Celelalte deschideri din Og. Mare (Nord de Colțan) și din văile dela Ezeriș sunt puțin favorabile și nu mai adaugă nimic nou la profilul de mai sus.

Dela exploatările la zi Amelia spre SSW calcarele sunt recristalizate și metamorfozate de banatite.

---

[1]) GY. V. HALAVÁTS citează părți cenușii, micacee, între conglomeratele și calcarele albe din această carieră (26, p. 131).

Institutul Geologic al României

Conglomeratele dela baza calcarelor (Dogger?)

Ele sunt puternic desvoltate la cota 381 dela NW de exploatarea Amelia, unde ies în evidență ca o massă de stânci, în care se observă alternanțe de bancuri grosiere cu elementele de 1—4 cm diametru și bancuri cu elementele mult mai mărunte. Direcția și înclinarea bancurilor este N40° E/50° SE. Blocuri mari și numeroase din aceste conglomerate se regăsesc în depozitele dela Amelia, din apropiere. Aceleași conglomerate, mai puțin desvoltate (până la 10—20 m grosime) le aflăm pe Og. Buchin, în D. Colțanului, în V. Bârzavei (Buza Cărărilor) și pe Ogașul Mare. In V. Măgurii conglomeratele alternează cu gresii micacee și sunt desvoltate pe 40 m grosime. Mai întâlnim blocuri de conglo-

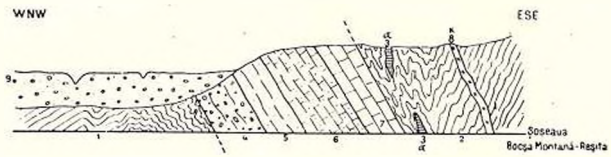


Fig. 9. Profil prin Buza Cărărilor, dealungul șoselei Bocșa Montană—Reșița, în dosul stațiunei C. F. R. Colțan.

Lungimea profilului cca 100 m.

1. Paragneise frământate ale zonei Bocșița—Drimoxa
2. Paragneisele zonei Buchin
3. Amfibolite cu zoisită (α)
4. Conglomerate
5. Gresii ruginii
6. Gresii calcaroase micacee (cu *Belemniți*, etc.)
7. Calcare compacte
8. Cuarțkeratofir (K)
9. Terasă.

merate în flancul de Est al calcarului din Cărările și pe linia ce unește calcarul din V. Măgurii cu cel de pe Obârșia Măgurii, în cărarea dela Obârșia Faurului. Afară de acestea mai întâlnim niște conglomerate (blocuri) la Cioaca Ștefănii în partea de SW a regiunii noastre. Sunt alcătuite din pietricele rotunjite de cuarț prinse într'un ciment albicios-gălbui.

Toate aceste conglomerate înclină totdeauna sub calcare și sunt concordante cu gresiile calcaroase de deasupra. Conglomeratele sunt formate din bucăți rotunjite de cuarț și șisturi cristaline (în general paragneise și paracuarțite). Mărimea bucăților rotunjite din conglomerate e variabilă, dela câțiva mm la mai mulți cm. Când ele sunt mai mărunte se poate bine observà stratificația lor. Aspectul acestor conglomerate e destul de variabil; în unele părți ele sunt mult mai cuarțoase decât în altele; coloarea deasemenea poate fi cenușie-verzue, roșcată-violacee (Amelia) sau chiar negricioasă.

Sub microscop unele conglomerate mărunte arată predomnirea grăunțelor de cuarț pe lângă care se găsesc foițe micacee (muscovite, sericite), părticele cuarțitice (paracuarțite), fragmente de turmalină, minereu, etc.

Determinarea vârstei conglomeratelor dela baza calcarelor nu este posibilă

Institutul Geologic al României

deocamdată. După Gy. Halaváts (30) aceste conglomerate ar fi de vârstă carboniferă superioară.

Ele nu seamănă însă prea mult cu conglomeratele Carboniferului superior dela Mâniom, fiind în general mai cuarțoase. Se înțelege, e riscat de a judecă vârsta unor conglomerate numai pe bază de asemănări și deosebiri, dat fiind că originea materialului lor poate fi foarte felurită.

Notez deocamdată că vârsta conglomeratelor dela baza calcarelor ar puteà fi și mai recentă, și anume doggeriană (vezi pag. 100).

Gresiile calcaroase, calcarele grezoase și conglomeratice (Dogger)

La baza calcarelor massive și deasupra conglomeratelor descrise mai sus se găsesc totdeauna gresii calcaroase, calcare grezoase și conglomeratice negricioase, pe o grosime de câțiva zeci de m. Elementele gneisice și de cuarț din aceste roce pot aveà dimensiuni de câțiva cm. Ele sunt bine rotunjite și ies în relief pe suprafețele alterate, de ex. pe cărarea ce pornește din cariera Colțan și înconjoară pe la Nord Vârful Colțan. De obiceiu bobul e mai fin, încât roca are aspectul unei gresii cenușii negricioase sau cenușii gălbui, mai mult sau mai puțin calcaroasă și foarte puțin micacee.

In această rocă microscopul ne arată foarte multe grăunțe de cuarț (40—70%) cele mai mari fiind mai rotunjite decât cele mici. Roca e cimentată de carbonați. Câteva procente (1—3%) din rocă, formează foițele de muscoviță, grăunțele de oxizi de fer, de turmalină, de zircon și foițele rare de clorită. Mărimea mineralelor e cuprinsă între 0,1—0,2 mm, putând ajunge la 0,5—0,6 mm sau sub 0,1 mm. Unele calcite maclate și punctate par a fi resturi de Echinoderme.

Gresiile calcaroase sunt fosilifere în cariera părăsită de pe dreapta V. Bârzavei (Buza Cărărilor). Se găsesc: *Belemniți* mai frecvenți, *Pecteni*, *Lamelibranchiate* cu scoica subțire. Fosilele sunt rare și într'o stare nefavorabilă pentru studiu. Gy. Halaváts (30) a găsit în 1899 în această carieră, în calcarele cenușii închise un *Phylloceras* cu diametrul de 48 cm.

Alternând cu rocele grezoase sau poate deasupra acestora, se află calcare negre și brunii-cenușii care sub microscop prezintă mai puține grăunțe de cuarț, (5—15%) și sunt pline de resturi de *Echinoderme* și *Briozoare* (?) ca de ex. în V. Măgurii și în Ogașul Mare (cariera din dreapta). Se întâlnesc sporadic și *Foraminifere* (*Miliola*).

Calcarele compacte (Tithon-Neocomian)

Partea superioară a seriei e ocupată de calcarele albicioase, roze, cenușii, adesea recifale, care formează partea principală a sinclinalului mesozoic. Ele sunt în unele părți pline de *Hexacoralieri* și conțin și *Foraminifere* (*Miliola*, *Textularia*), ca de ex. în Valea de Carpin, la Ezeriș. In unele stânci din Amelia se recunosc deasemenea Coralierii.

Institutul Geologic al României

La Calina, afară din regiunea noastră, calcarele acestea sunt deasemenea fosilifere. Am întâlnit afară de *Coralieri* și o *Nerinee*, care după cum se știe e caracteristică pentru Tithon și Neocomian.

Gy. Halaváts (30, 61) a dat următoarea listă de fosile dela Calina:

Thecosmilia flabellata Blv.	*Pecten* sp.
» *Etalloni* Koby.	*Nerinea* sp.
Ophistophyllum minimum Ogit.	*Trochus* sp.
Diceras sp.	

Coralierii au fost determinați de K. v. Papp și considerați de acesta ca tithonici.

Tot ca tithonice au fost determinate aceste calcare de Joh. v. Böckh, care, rugat de Halaváts, le-a cercetat la fața locului (26, pag. 132—133).

Suprafața benzii de calcare este ocupată de pungi de dizolvare și doline umplute cu rezidii argiloase feruginoase sau cu depozite pliocene cu minereu de fer rulat. Stânci de calcare rotunjite se întâlnesc adesea dealungul culmilor calcare sau sub depozitele sedimentare din exploatarea Amelia. Doline întâlnim frecvente pe Cracul Drimoxa între Amelia și Buchin și la marginea estică a calcarului din Cărările.

Calcarele sunt exploatate în D. Colțan și sunt întrebuințate pentru fabricarea varului în cuptoarele de var din fața gării Colțan. In cariera de acolo sunt două exploatări: în exploatarea dela Est calcarul este alb compact zaharoid, în exploatarea dela Vest calcarul e brecios, fragmentele de calcar cenușiu fiind înconjurate de o rețeà de calcită roz (Pl. IV, Fig. 2 și 3).

Considerațiuni asupra vârstei depozitelor mesozoice

In ceeace privește vârsta acestor formațiuni, ea rămâne încă insuficient precizată, până nu se vor găsi fosile mai bine conservate și favorabile unei determinări precise. E foarte probabil să avem reprezentați diverși termeni ai Jurasicului.

Calcarele compacte din partea superioară a seriei sunt foarte probabil tithonice cum rezultă și din lista de fosile dată. Cum între Tithon și Neocomian este o tranziție gradată în Banat, n'ar fi exclus să fie și o parte a Neocomianului reprezentat aici.

Gresiile calcaroase și calcarele grezoase și conglomeratice, dela baza calcarelor compacte, ar puteà să fie doggeriene. Intr'adevăr astfel de roce s'au descris în diferite părți ale Banatului, ca Dogger. Așà Roth v. Telegd (60) menționează în regiunea văilor Ielișeva și Stariște (între Bârzasca și Svinița) calcare cenușii cu grăunțe de cuarț și conglomeratice, gresii calcaroase, gresii friabile galbene, roce cuarțoase dure, cenușii-albăstrui. In aceste roce s'au găsit *Brachiopode* mici și *Pecteni*. Acest complex cuprins între Lias și Tithon e considerat ca Dogger. Calcare cu grăunțe de cuarț, șisturi nisipoase, argiloase

Institutul Geologic al României

și calcaroase, cu *Bivalve* mici, *Belemniți* subțiri și *Phylloceras mediterraneum* se cunosc în sedimentarul Țarcului și sunt considerate tot ca Dogger (63). In apropierea regiunii noastre la Valeapai (N de Bocșa) sunt roce asemănătoare. GY. HALAVÁTS în harta sa geologică (29, 30) le consideră ca Dogger cu semn de întrebare.

In fine conglomeratele dela baza seriei mesozoice au fost considerate de GY. HALAVÁTS ca aparținând Carboniferului superior. Nu avem însă nici un criteriu sigur pentru precizarea vârstei lor. Ele ar puteà fi și permiene, eventual liasice, sau chiar doggeriene. Bazat pe concordanța conglomeratelor cu gresiile calcaroase de deasupra, pe deoparte, și pe faptul că în basinul Ialomiței și în regiunea Tulgheșului se cunoaște o transgresiune doggeriană [1]), pe de alta, aș înclinà să consider conglomeratele dela baza gresiilor calcaroase și a calcarelor deocamdată ca Dogger.

CAPITOLUL III

TECTONICA REGIUNII OCNA DE FER—BOCȘA MONTANĂ ȘI DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A ROCELOR TECTONIZATE

B. v. COTTA (15) arată că sedimentarul din apusul Banatului prezintă cutări și dislocațiuni puternice îndreptate dela S la N. Ele ar fi în legătură strânsă cu seria de erupțiuni banatitice eșalonate pe o linie S-N care corespunde aproximativ cu limita de W a acestei zone sedimentare.

După FR. V. SCHRÖCKENSTEIN (70), după perioada «Grauwacke»-lor, au avut loc diverse scufundări și cutări în timpul cărora s'au format sedimente carbonifere-mesozoice. In timpul Jurasicului și Cretacicului intruziunea sienitelor și porfirelor au provocat o ridicare a «granitelor» din apusul Banatului, producându-se o presiune îndreptată dela NW spre SE, a cărei consecință a fost cutarea depozitelor sedimentare.

HJ. SJÖGREN (71) consideră calcarele ca formând un sinclinal concordant în șisturile arhaice. Rocele eruptive sunt considerate ca fiind injectate între șisturile cristaline la diferite nivele.

După GY. HALAVÁTS șisturile cristaline din regiunea noastră sunt foarte dislocate și cutate, având în general o înclinare spre E în partea de apus și spre SE în regiunea răsăriteană. Carboniferul superior cu direcția NNE-SSW este așezat concordant peste șisturile cristaline (27, p. 134). Calcarele mesozoice sunt prinse într'un sinclinal de șisturi cristaline (30). Mai înainte însă autorul combătuse această idee (26) susținând exis-

[1]) La Strunga, în basinul Ialomiței, Doggerul începe la bază cu conglomerate cuarțoase, cum a arătat V. POPOVICI-HATZEG (49). Colegul meu G. MURGEANU confirmă că în massivul Leaotei, Doggerul e format la bază din gresii și conglomerate (comunicare verbală).

In Carpații Orientali, în regiunea Tulgheșului, I. ATANASIU (2) a arătat că pe pârâul Gyilkos se observă o transgresiune bajociană cu conglomerate și gresii la bază ce trec apoi la gresii calcaroase cenușii cu fragmente de Belemniți și Brachiopode, atribuite tot Bajocianului.

Institutul Geologic al României

tența unei linii de dislocație dealungul zonei calcarelor. Massivul banatitic a dislocat regiunea mijlocie a sinclinalului.

FR. SCHAFARZIK (65) reprezintă în profilele sale șisturile cristaline ale regiunei noastre cutate în sinclinale și anticlinale normale, cu direcția SW-NE. In regiunea Dognecei înclinarea filitelor este spre ESE iar înspre Caraș predomină înclinarea spre NW. La Goruia și de aici spre SSW filitele sunt încălecate peste zona sedimentară apuseană a Banatului. Nu reiese însă că această încălecare ar există și la marginea răsăriteană a fundamentului cristalin din regiunea noastră. In profilul din V. Bârzavei dintre Reșița și Bocșa filitele cad sub conglomeratele carbonifere (65, p. 213).

Tectonica regiunei așă cum o cunoaștem astăzi am expus-o într'o notă anterioară prezentată Academiei Române și în parte într'o comunicare mai veche (13, 14).

Regiunea Ocna de Fer—Bocșa Montană face parte din zona de șisturi cristaline din partea de apus a Munților Banatului, zonă fragmentată în patru insule cristaline mai importante, separate între ele de sedimente terțiare și cuaternare. Aceste insule cristaline sunt: dealurile Locvei, dealurile Vârșețului, dealurile dintre Oravița și Bocșa Montană și dealurile dela Buziaș.

Insula cristalină cea mai întinsă este cea cuprinsă între Oravița și Bocșa Montană, capătul de Nord al căreia îl formează regiunea noastră. Acest massiv de șisturi cristaline are o formă lenticulară alungită și este limitat la apus de Depresiunea Pannonică și la răsărit de zona sedimentară paleo-mesozoică apuseană a Banatului dintre Reșița și Moldova, iar la Nord de lacolitul banatitic al Bocșei.

Fundamentul de șisturi cristaline care formează regiunea Ocna de Fer—Bocșa Montană este încălecat peste Carboniferul superior al regiunii dela Reșița. Această încălecare a fost mai de mult stabilită, mai la Sud de regiunea noastră, de către Z. SCHRÉTER (32, 67, 68) și FR. SCHAFARZIK (65), dealungul contactului șisturilor cristaline din apusul Banatului cu sinclinalul paleo-mesozoic dintre Reșița și Moldova.

In acest fundament de șisturi cristaline, am putut separà pentru prima oară (13, 14) două unități tectonice de primul rang: unitatea gneiselor micacee la Vest și unitatea rocelor verzi la Est, care se află între ele în raport de încălecare. Unitatea gneiselor micacee este încălecată peste unitatea rocelor verzi, cum arată sensul general al aplecării cutelor și solzilor din cele două unități și unghiul intrând înspre Vest pe care îl face zona de încălecare în V. Ferendiei. Regiunea limitată și înălțimea mică a profilelor ce ea ne oferă ne împiedică de a ne da seama dacă nu cumva avem de a face cu un adevărat șariaj al grupei gneiselor micacee peste grupa rocelor verzi.

In unitatea gneiselor micacee este prins un sinclinal de calcare mesozoice, dealungul căreia calcarele sunt fracturate, dislocate, iar rocele de fundament frământate și sdrobite. Aceasta e o zonă tectonică care împarte unitatea gneiselor micacee în două zone secundare cum vom vedeà imediat.

Institutul Geologic al României

Fundamentul cristalin al regiunii este îndoit dealungul unei zone transversale, între Colțan și V. Locai. Intr'adevăr, direcțiunea generală a cutelor și

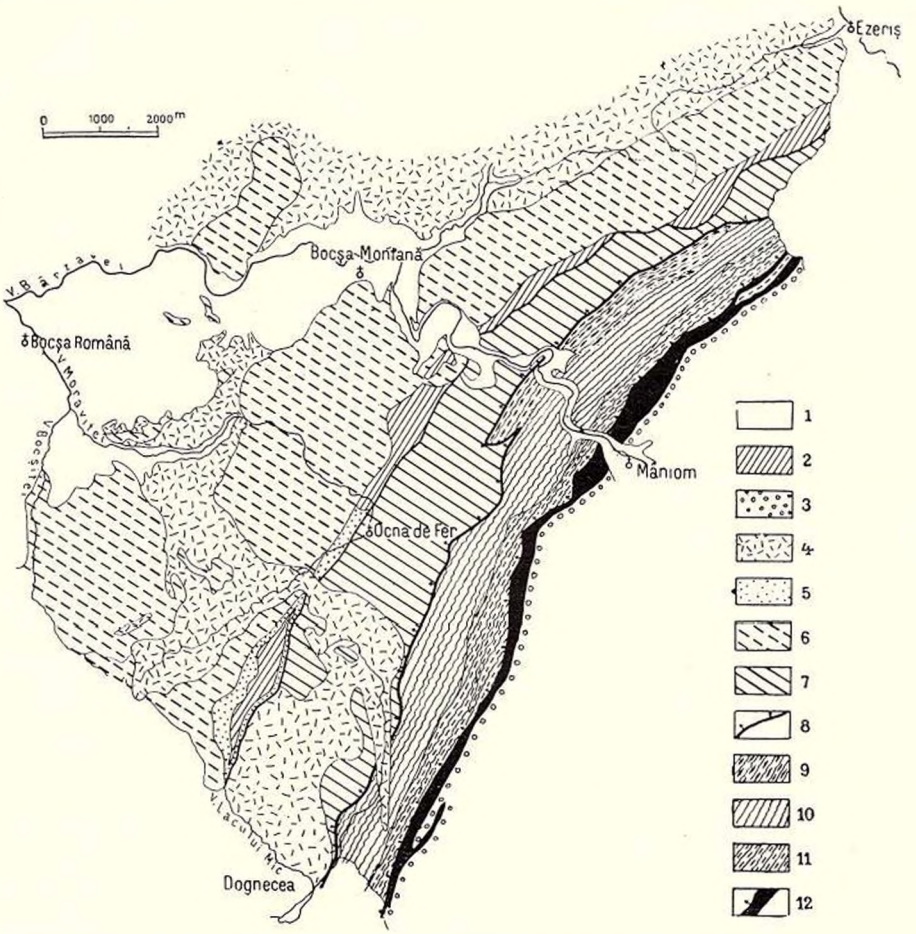


Fig. 10. Schița tectonică a regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană.

Legenda:

1. Neozoic
2. Mesozoic
3. Carboniferul superior
4. Banatite
5. Skarn
6. Zona paragneiselor Bocșița—Drimoxa
7. Zona paragneiselor Buchin
8. Zona de încălicare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi.
9. Zona epigabbrourilor
10. Zona rocelor verzi porfirogene și tufogene
11. Zona rocelor verzi epigranitice și epidioritice
12. Zona milonitică dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior.

zonelor în partea nord-estică, dinspre Ezeriș, este cuprinsă între ENE și NE, iar în partea sud-vestică a regiunii ea virează spre SSW.

Institutul Geologic al României

Din rezultatele de mai sus și din studiile anterioare care au pus în evidență încălecarea Cristalinului apusean al Banatului peste zona sinclinală Reșița—Moldova și au demonstrat structura de solzi încălecați spre Est a acestei zone (SCHRÉTER, 32, 67, 68) se desprinde caracterul de solzi și de încălecări îndreptate spre răsărit al tectonicei din partea de Vest a Munților Banatului. MURGOCI (43) bănuia că în aceste părți s'ar găsi rădăcinile Pânzei Getice din Carpații Meridionali. Stadiul actual al cercetărilor nu pare a confirmà aceste presupuneri și nici nu permite încă deslegarea acestei probleme.

In cele ce urmează ne vom ocupà de unitățile tectonice și zonele de dislocație importante ale regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană, anume dela Vest la Est (Fig. 10):

Unitatea gneiselor micacee,

Unitatea rocelor verzi,

Zona calcarelor mesozoice,

Zona de încălecare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi,

Zona de încălecare (Zona milonitică) dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior.

I. UNITĂȚILE TECTONICE

A) Unitatea gneiselor micacee

Această unitate tectonică e alcătuită din rocele complexului de gneise micacee. Ea este subîmpărțită în două zone tectonice secundare prin sinclinalul calcarelor mesozoice: zona paragneiselor Bocșița—Drimoxa la apus și zona paragneiselor Buchin la răsărit.

Zona Bocșița—Drimoxa este formată în majoritate din paragneisele plan-șistoase cu sau fără porfiroblaste de albită și care conțin adesea ace de turmalină.

Această zonă se lărgește dela NE spre SW trecând dela 1 km la 4 km lățime.

Direcțiunea șisturilor cristaline din această zonă este destul de variabilă. Intâlnim toate direcțiunile dintre N și E dar și numeroase direcțiuni între N și W. In general direcțiunile cele mai frecvente, probabil cele fundamentale, sunt cuprinse între NNE și ENE, iar înclinările cele mai frecvente sunt între ESE și SSE, adică spre zona calcarelor.

Analizând mai deaproape harta, observăm că dela Ezeriș până în V. Bârzavei fâșia de paragneise Bocșița—Drimoxa are direcțiuni predominante ENE și apropiate de E, iar unele trec și spre ESE. Trecând din V. Bârzavei în V. Ferendiei și Moraviței, direcțiunile virează spre NE și NNE. Dealungul marginei de E a massivului banatitic șisturile au direcția apropiată de N și NNW,

Institutul Geologic al României

iar dealungul marginei lui apusene direcțiunile se îndreaptă spre NW. Mai la Vest, în basinul mijlociu și inferior al Bocșiței, predomină iarăși direcțiunile cuprinse între NNE și ENE iar în basinul superior al Bocșiței, o mare variabilitate stăpânește aceste direcțiuni.

In ceeace privește sensul înclinărilor el este în majoritatea cazurilor îndreptat spre zona calcarelor, o schimbare de sens importantă pe întindere mai mare se observă numai în regiunea marginei de Vest a massivului banatitic, unde șisturile cad în sens invers, adică spre apus.

O deranjare mai importantă în direcția și sensul înclinării șisturilor cristaline din zona Bocșița—Drimoxa se observă deci numai în jurul massivului banatitic. Șisturile cristaline limitrofe massivului, cad oarecum periclinal.

Paragneisele sunt străbătute adesea de mici dislocațiuni și falii ce nu se pot urmări pe teren. Astfel de zone dislocate întâlnim de ex., în V. Bârzavei, lângă lama de gneise aplitice, pe Drimoxa stângă, dealungul ultimei porțiuni a afluentului ei mai important de pe dreapta, dealungul Og. cu Bureți (afluentul Ferendiei), în cotul dintre cursul inferior și mijlociu al V. Bocșiței.

Roce frământate, tectonite, găsim numai dealungul zonei calcarelor. Despre ele ne vom ocupà cu ocazia descrierii acestei zone de dislocațiuni.

In unitatea gneiselor micacee se află ca un corp străin gneisele granitice violacee din V. Ferendiei și Og. Tomii și granitul plagioclasic cu corneenele sale din V. Moraviței. Aceste roce au fost introduse printre paragneisele zonei Bocșița—Drimoxa în mod tectonic, dovadă granitul laminat din marginea de Vest a ivirii din V. Moraviței.

Zona Buchin este cuprinsă între zona calcarelor mesozoice și unitatea rocelor verzi, formând o bandă îngustă a cărei lățime crește dela NE la SW dela aproape 200 m la Sud de obârșia Măgurii (P. T. 432) până la 1,75 km, între minele Terezia și obârșia Og. Rău. Spre SW zona e întreruptă de intruziunea banatitică.

Rocele zonei Buchin sunt paragneise încrețite mai ales muscovito-cloritice.

Această zonă are o structură de solzi încălecați spre răsărit, bancurile gneisice mai rezistente formând pături și lentile între care sunt puternic încrețite rocele mai șistoase. Această structură se vede clar în V. Ferendiei, dealungul drumului din malul drept între lacuri și în Og. Dealovăț (Pl. VI, Fig. 1 și 2).

Direcțiunile rocelor sunt cuprinse tot între NNE și ENE, iar înclinările cele mai frecvente sunt îndreptate spre NW adică tot spre calcare. Faptul că paragneisele zonei Bocșița—Drimoxa și cele ale zonei Buchin înclină în majoritatea cazurilor spre zona calcarelor, ne sugerează ideia că avem de a face cu un sinclinal de șisturi cristaline fracturat în așà fel că aripa lui răsăriteană a fost dislocată în formă de solzi, din care cauză rocele ei au fost încrețite, pe când aripa apuseană și rocele ei n'au suferit aceste dislocațiuni.

Institutul Geologic al României

Pe V. Ferendiei între lacuri se află un milonit adevărat a cărui însemnătate nu o putem cunoaște din cauza imposibilității de a-l urmări, lipsind deschiderile favorabile. Probabil să fie o rocă laminată între doi solzi.

Un solz de paragneise Buchin se detașează pe Og. dela Poieți și se înfige ca o pană între zona epigabbrourilor și zona porfirogenă-tufogenă a complexului de roce verzi.

De remarcat convexitatea limitei estice a zonei Buchin din regiunea Og. dela Poieți-Ferendia (cota 297), care indică o debordare a zonei Buchin peste complexul rocelor verzi.

B) Unitatea rocelor verzi

Prinsă între unitatea gneiselor micacee la Vest și Carboniferul superior al sinclinalului paleo-mesozoic dintre Reșița și Moldova la Est, unitatea rocelor verzi este strâns cutată în cute izoclinale și solzi aplecați spre răsărit. Ea e desvoltată pe o lărgime de 0,5—1,5 km, dealungul marginei de SE a regiunii.

Direcțiunile cele mai frecvente ale rocelor verzi sunt cuprinse între NE și ENE dar se întâlnesc și direcțiuni între N 20—85° E. Sensul înclinărilor rocelor verzi este în cea mai mare parte nord-vestic.

In unitatea rocelor verzi se pot deosebi două zone tectonice: o zonă mai mică a epigabbrourilor și una mai mare formată din restul complexului de roce verzi.

Zona epigabbrourilor se desvoltă la marginea nord-vestică a unității, între V. Trestiei (Ezeriș) și Poiana Colțan (Bocșa Montană). Această zonă are caracterul unui solz ce se ascute la Sud de Poiana Colțan. Mai departe spre SW nu o mai întâlnim. In ogașul dela Poieți un solz de paragneise Buchin o separă de restul complexului de roce verzi. Inspre NW solzul dela Poieți se efilează încât zona epigabbrourilor vine în contact cu zona porfirogenă-tufogenă dealungul unei linii de dislocație marcată prin roce milonitizate, ce se pot mai greu urmări la NE de Bârzava.

In partea cea mai mare a unității rocelor verzi am deosebit petrograficește o zonă în care predomină rocele verzi porfirogene și tufogene și o zonă formată mai ales din epigranite și epidiorite. Probabil că și această parte mai mare a complexului de roce verzi să fie divizată în cute-solzi, cari însă nu se pot urmări. In această parte lipsesc epigabbrourile ca zonă desvoltată. Cele câteva iviri cu totul reduse de roce epigabbroide sunt de fapt faciesuri locale mai bazice ale epidioritelor.

Rocele verzi sunt relativ laminate, în special rocele dela marginea răsăriteană a complexului. La contactul acestuia cu zona milonitică am văzut că predomină roce verzi de aparență aglomeratică ce au fost luate drept conglomerate verzi. Această fâșie de roce ar puteà să reprezinte și o puternică breccie tectonică dacă avem în vedere și faptul că suntem

Institutul Geologic al României

în imediata apropiere a încălecării Cristalinului peste Carboniferul superior.

II. ZONELE DE DISLOCAȚIE

Intre unitățile și zonele tectonice ale regiunii noastre se află o serie de zone de dislocație marcate prin tectonite, adică prin roce frământate și roce milonitizate.

Vom descrie aici aceste zone de dislocație cu tectonitele lor.

Ar trebui să începem cu zona de dislocație care există foarte probabil între Depresiunea Pannonică și unitatea gneiselor micacee din regiune. Aceste dislocațiuni însă nu se pot vedeà pe teren fiind mascate de sedimente și de intruziunile banatitice.

A) Zona calcarelor mesozoice

Această zonă reprezintă un sinclinal dislocat și laminat prins între cele două zone de gneise micacee ale căror șisturi înclină și de o parte și de alta sub calcare. Calcarele sunt deci cuprinse într'un sinclinal de șisturi cristaline ale căror două flancuri au fost diferit influențate tectonicește cum am văzut mai sus.

Zona de calcare este subțiată și întreruptă în câteva locuri, încât ea e formată de fapt din masse lenticulare înșiruite cap la cap. Calcarele au fost dislocate prin falii și sunt descompuse în blocuri și lentile mai mici, cum se poate observà mai ales în regiunea Colțan. Este o tectonică de falii și de solzi destul de complicată. Afară de aceasta zona calcarelor a suferit o îndoire în regiunea Colțan, partea cuprinsă între Ezeriș și Bârzava având o direcțiune ENE-WSW, iar partea cuprinsă între Colțan și Dognecea are o direcțiune NE-SW.

La capătul nord-estic al zonei se află massa sinclinală a calcarelor dela Ezeriș, lungă de peste 3 km. Lărgimea ei este de 300—400 m pe dealuri, iar în Og. Zidita scade la 125 m. Spre ENE ea dispare sub Pontian și spre WSW se ascute sub Obârșia Măgurii. De notat caracterul asimetric al massei și deversarea ei spre SE, ceeace pare a fi cauza îngustării puternice a zonei Buchin la obârșia Og. Olariului.

De sub obârșia Măgurii până în coasta dela E de Og. Drăgan, zona calcarelor e întreruptă. Linia ce separă zona Bocșița—Drimoxa și zona Buchin se poate urmări foarte bine prin deosebirea aspectelor paragneiselor celor două zone, prin blocurile de calcare dela obârșia Faurului de lângă izvor și de pe micul afluent stâng al V. Măgurii prin care trece linia și prin blocurile de roce conglomeratice și gresii cuarțitice găsite dealungul ei. Linia aceasta e de fapt o decroșare oblică, de direcție E-W a zonei calcarelor.

In coasta din stânga Og. Drăgan reapar calcarele și se continuă peste Chicioara Mare și Cărările până în Og. Mare, vis-à-vis de Colțan, pe o lun-

Institutul Geologic al României

gime de aproape 3 km și o lărgime maximă de ca ¼ km. Sub flancul sud-estic al calcarelor apar conglomeratele din V. Măgurii și blocurile de conglomerate din coasta V. Racilor. In Og. Mare conglomeratele apar însă sub flancul nord-vestic. In V. Măgurii și în Og. Mare se întâlnește și o serie de lentile izolate de calcar care dovedesc existența unor dislocațiuni secundare tăind în lung și fiind chiar paralele cu zona principală. Lentilele de calcar sunt separate prin șisturi cristaline clar vizibile și uneori puternic frământate și abătute din direcția lor obișnuită.

Pe poteca ce urcă la Cărările, sub flancul de SE al massei de calcar este o astfel de lentilă de calcar învelită de jur-împrejur în gresiile doggeriene și în paragneise frământate. Spre SW calcarul din Cărările e întrerupt de terasa Bârzavei.

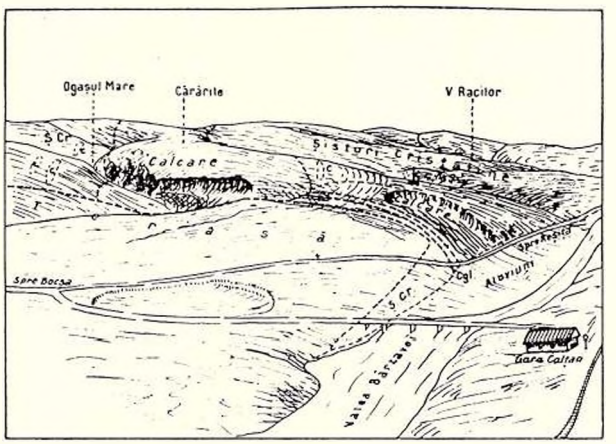


Fig. 11. Calcarele de pe Cărările văzute de sub Dealul Colțan, dinspre W.

ș. cr. = Șisturi cristaline
cgl. = Conglomerate
c. = Calcare și gresii calcaroase
k. = Cuarțkeratofir.

In regiunea Colțan, tectonica e și mai complicată. Zona calcarelor e aici complet fragmentată. Pe dreapta Bârzavei este calcarul dela Buza Cărărilor deschis într'o carieră din marginea șoselei Bocșa Montană—Reșița și în care am aflat câteva fosile. Sub flancul nord-vestic se află conglomeratele. Urmărind spre NE prelungirea acestui calcar ajungem la concluzia că el trebuie să fie despărțit de massa calcarului din Cărările printr'o falie transversală (Fig. 11).

Pe stânga Bârzavei este massa de calcar din D. Colțan (Pl. IV, Fig. 2 și 3) în interiorul căreia se află o fâșie de vreo 10 m grosime de conglomerate și roce gneisice frământate ce se coboară de sub vârful dealului până în Og. Buchin. In această fâșie mai e cuprinsă și o mică lentilă de calcar șistos ce se poate vedea pe cărarea ce merge dealungul coastei și înconjoară dealul pe la Nord.

Această massă se continuă spre SW printr'o lamă de calcar ce se ridică din Og. Buchinului până în Cracul Drimoxa. Sub flancul sudic al acestor masse de calcar se află conglomeratele bine vizibile în coasta dreaptă a Buchinului.

Câteva sute de metri pe Og. Buchin în sus întâlnim iarăș calcarele; conglomeratele sunt situate de astădată sub flancul nordic. Aceste calcare fac parte

Institutul Geologic al României

din massa de calcar dintre Og. Buchin și V. Moraviței și se continuă ca o fâșie îngustă până în culmea din dreapta Buchinului și eventual până în blocul de calcar dela izvorul din Og. Colțan.

Intre calcarele din D. Colțan și acestea din urmă se află paragneise Bocșița—Drimoxa și gneise aplitice. Șisturile cristaline sunt pe alocuri frământate iar paragneisele au direcțiile dislocate perpendicular pe direcția principală.

Pe cele două dealuri, de ambele părți ale Og. Buchin calcarele se apropie încât fac impresia unui dublu sinclinal separat de o pană de șisturi cristaline.

In Og. Colțan dela Vest întâlnim două blocuri de calcar izolate. Unul mai mare se poate vedeà în curtea dinspre SE de Vărărie, unde se află și gresii calcaroase, și în ogaș. Altul mai mic se vede mai la Sud lângă izvorul de unde se aprovizionează lucrătorii carierei cu apă. Aceste blocuri sunt separate între ele și de calcarul din D. Colțan prin șisturi cristaline frământate cu direcțiuni foarte schimbăcioase și înclinări mai frecvente spre NW.

Intre Og. Buchin și V. Moraviței se întinde altă massă de calcar lungă de 2,5 km și lată de cca 200—400 m. La NW de Amelia se întâlnesc conglomeratele (doggeriene?) de sub calcare, formând stânci în vârful 381. Pe spinarea acestei masse de calcar se întâlnesc o serie de doline pe Cracul Drimoxa și sedimentele de minereu de fer rulat dela Amelia și din D. Stroșului. Intre gropile Paulus și Franciscus se întrerupe iarăși banda de calcar. Dela Amelia spre SW calcarul devine cristalin din cauza banatitelor.

Spre SW găsim blocuri mici de calcar la S de Franciscus și între exploatările Terezia Mare și Mică. Calcarul din acestea din urmă prezintă puternice oglinzi de fricțiune.

In D. Dănilii deasupra exploatărilor Reichenstein începe iarăși o massă importantă de calcare recristalizate ce se poate urmări până la Cauna Nouă în V. Lacului Mic. Ea are o lungime de 4¼ km și o lățime maximă de ½ km. Această mare lentilă e înconjurată de formațiunea de contact (skarn), dealungul căreia se întâlnesc mari escavațiuni și halde întinse rămase de pe urma exploatărilor miniere, ceeace îngreunează uneori foarte mult urmărirea tectonicei. Tectonica zonei calcarelor mai e complicată de multe falii secundare ce se întâlnesc în galeriile de exploatare.

Cum am văzut, avem următoarele porțiuni în care tectonica e mai complicată și unde zona e chiar întreruptă: în partea superioară a V. Măgurii, în regiunea Colțan (V. Bârzavei) și în V. Moraviței între Paulus și Dănila. Aceste întreruperi par a fi în legătură cu ridicări axiale și cu dislocațiuni transversale ce complică tectonica locală.

Tectonica haotică pe care o prezintă calcarele în V. Bârzavei și în alte părți, trebuie pusă în legătură și cu faptul că ne aflăm la fundul sinclinalului de calcare, neregulat fracturat și dislocat.

Dealungul zonei calcarelor întâlnim câteva filoane de cuarț keratofir intruse în liniile de rezistență slabă ale acestei zone. Un filon mai

Institutul Geologic al României

lung începe în Og. Buchin și trece culmea până la obârșia Og. Colțan. Il regăsim în partea inferioară a acestui din urmă ogaș și pe dreapta Bârzavei la Est de cariera de calcar. In V. Măgurii la SE de banda de calcar, întâlnim deasemenea câteva iviri de cuarțkeratofir.

Rocele sdrobite din zona calcarelor

Dealungul și în apropierea acestei zone se întâlnesc adesea gneise frământate și uneori laminate care deja megascopic se văd a fi fost supuse la acțiuni tectonice.

Găsim astfel de roce în V. Măgurii, în dreapta calcarelor, în Og. Mare sub calcare, în malul Bârzavei sub podul dela Colțan și în flancul de Est al calcarelor în șosea, în Og. Colțan, în Og. Buchin pe sub diversele blocuri și lame de calcar, în V. Ferendiei sub flancul sud-estic al calcarelor.

Câteva secțiuni ne arată că mai ales gneisele aplitice care întovărășesc calcarele sunt sdrobite și frământate. Se văd linii discordante față de șistozitate, dealungul cărora mineralele sunt fărămițate până la dimensiuni de ca 0,01 mm. Printre aceste grăuncioare se împletesc solzișori și mai mărunți de minerale clorito-biotitice, ce nu se mai pot nici măsură nici studia. Deasemenea porfiroblastele de feldspați potasici sunt și ele transformate în agregate de grăunțe divers orientate.

Alteori roca este spartă și frământată fără să fi fost pulverizată. Printre grăunțele sfărâmate se împletesc agregate de mice verzi extrem de fine. Aspectele microscopice ne fac să bănuim că avem de a face uneori cu gresii frământate.

Gneise frământate întâlnim pe unele linii de falie și în complexul gneiselor micacee.

Și calcarele au suferit efectele acțiunii tectonice. Astfel în cariera nordică din D. Colțan, se observă un calcar brecios, alcătuit din bucăți colțurate și cenușii cimentate de o rețea anastomozată de calcită roză formată secreționar. Alteori massa de calcar e străbătută de un sistem de crăpături dese și se sfărâmă în bucăți mici poliedrice ca de ex. calcarele gălbui pline de diaclaze din flancul de SE al zonei calcarelor din V. Ferendiei, etc.

Să descriem tot aici și milonitul din V. Ferendiei între lacuri. El formează un banc de mai mulți cm grosime (N 25° E/42° NW) pe dreapta Ferendiei, prins între cloritoșisturi cutate și bancuri gneisice.

Roca e compactă, neagră, cenușie-verzue. In ea se văd puncte și dungi scurte albe ce indică o textură paralelă. Sub microscop structura e lepidoblastică și textura lenticulară împletită. Componentele rocei au fost pulverizate prin sdrobire și au dimensiuni sub 0,01 mm. Printre lentilele sdrobite și pulverizate (5 : 2—0,2 : 0,15 mm) și grăunțele mai mari de cuarț (0,1—0,2 mm) se împletesc râurile de mică verde-olive, sericită și clorită, extrem de fine care formează 60—70% din rocă și care cel puțin în parte au provenit din feldspați

Institutul Geologic al României

din cari se mai pot dovedì câteva resturi. La nicolii paraleli se vede toată frământarea rocei oglindită în ondulațiunile, contorsiunile și dislocațiunile pe care râurile micacee le scot în evidență. Dealungul benzilor de mică se înșirue pulberea de minereu negru. E imposibil de a mai ghicì care este roca din care a provenit acest milonit. El este una din dovezile structurii tectonice dislocate în solzi a zonei Buchin.

B) **Zona de încălecare dintre gneisele micacee și rocele verzi**

Această dislocațiune împarte fundamentul cristalin în două unități tectonice importante cum am văzut mai sus. Ea se poate urmări în regiunea noastră dela NE la SW începând din V. Trestiei (Ezeriș), trecând prin obârșia Olariului și prin părțile superioare ale ogașelor Faurului, Răchiți, Stupinii și Mare dela Mâniom, traversând V. Bârzavei prin cotul cel mare dela gura V. Satului, trecând prin tunelul Colțan și ieșind peste Og. Vârtop în Poiana Colțan. De aici dislocațiunea se pierde în paragneisele Buchin, în schimb e dublată de alta din cauza solzului de gneise micacee de pe Og. dela Poieți. Această a doua

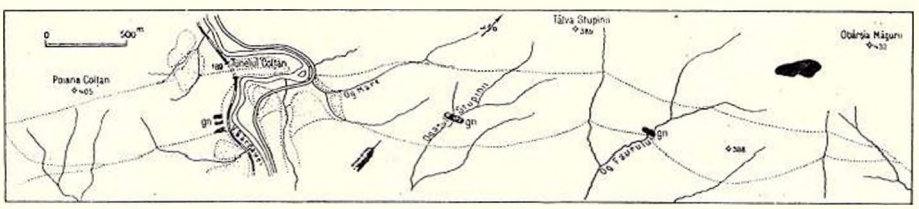


Fig. 12. Schița zonei epigabbrourilor arătând ivirile de gneise muscovitice laminate (gn).

dislocațiune trece prin Og. dela Poieți, peste Tâlva cu Piatră în V. Ferendiei, la confluența ei cu Og. Harca (cota 297), iar de aici ea se continuă prin Og. Harca peste Cracul Ciobanului și Cioaca lui Ion, în Og. Rău, peste Gruniul Opârnecea, în Og. Opârnecea și în V. Dognecei până la confluența ei cu Og. Ursului. De aici ea iese din regiunea cartată. In partea sudică zona de încălecare e greu de urmărit din cauza metamorfismului de contact la care au fost supuse rocele din jurul massivului banatitic.

După cum am văzut sunt două dislocațiuni în releu. Una între V. Trestiei și Poiana Colțan și alta din Og. dela Poieți până în V. Dognecei. Prima dislocație se pierde spre SW în paragneisele Buchin. Poate că unele gneise frământate dela obârșia Buchinului și milonitul din V. Ferendiei dintre lacuri să reprezinte prelungirea ei. A doua dislocație mărginește solzul de paragneise Buchin dela Poieți și se continuă spre NE între zona epigabbrourilor și zona rocelor verzi porfirogene-tufogene în Og. lui Nistor și în V. Bârzavei, la Sud de tunel; după toate probabilitățile ea se continuă mai departe despărțind cele două zone de roce verzi amintite mai sus și ieșind în evidență prin ivirile unor gneise micacee, laminate, întâlnite în V. Bârzavei, în Og. Stupinii și în Og. Faurului (Fig. 12).

Institutul Geologic al României

In ceeace privește direcțiunea acestei zone de dislocațiuni observăm că ea este sensibil paralelă cu aceea a zonei calcarelor mesozoice, formând un arc convex spre apus și virând treptat dela Ezeriș la Dognecea dela aproape E-W până la NNE-SSW.

O porțiune interesantă a acestei zone de încălecare este cea cuprinsă între V. Ferendiei și V. Bârzavei atât prin rocele variate întâlnite dealungul ei cât și prin tectonica ei care este probabil ceva mai complicată decât se poate descifră din deschiderile accesibile.

Vreau să atrag atenția asupra convexității către E a solzului dela Poieți și asupra unghiului intrând spre apus ce îl face zona de încălecare în V. Ferendiei, fapte care cred că dovedesc sensul încălecării dela apus la răsărit a gneiselor micacee peste rocele verzi.

In ceeace privește poziția planului de încălecare, ea e probabil variabilă — ezitantă — putând fi pe alocuri și aproape verticală ca de ex. la tunelul Colțan (Fig. 13). Această chestiune este greu de judecat din cauza adâncimii mici a profilelor.

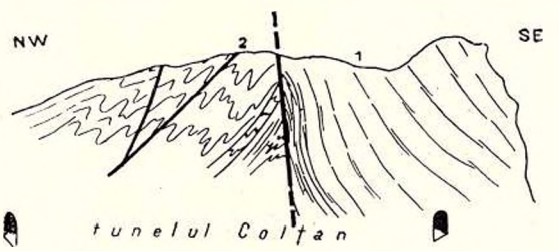


Fig. 13. Incălecarea dintre gneisele micacee și rocele verzi la tunelul Colțan. Valea Bârzavei, Bocșa Montană.

Lungime: cca 100 m.

1. Roce verzi tufogene din zona epigabbrourilor
2. Paragneisele zonei Buchin.

Dealungul acestei zone tectonice apar filoane de cuarț keratofir și de cuarțuri hidrotermale provenite din diferențierea periferică a magmei banatitice. Cele mai importante iviri de cuarț keratofir sunt: filonul de pe Og. dela Firizi—Tâlva cu Piatră și filoanele de pe Og. Harca și dela Obârșia Ciobanului. Iviri mai mici se întâlnesc în regiunea cotei 297 din V. Ferendiei, pe Harca Bocșei, Og. dela Poieți, Og. lui Nistor. Cuarțuri hidrotermale sunt puternic desvoltate pe Cioaca lui Ion, pe Harca Bocșei și pe Tâlva cu Piatră. Fenomenele hidrotermale au influențat și șisturile cristaline din jurul acestor filoane în special în regiunea Cioaca lui Ion—Og. Harca, unde gneisele micacee au feldspații complet hidrotermalizați. Se întâlnesc și impregnațiuni de minereuri. Pentru amănunte cf. părțile respective din capitolele rocelor eruptive.

Rocele sdrobite din lungul zonei de încălecare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi

Dealungul acestei zone de încălecare întâlnim gneise micacee și roce verzi aparținând celor două complexe de șisturi cristaline ce vin în contact. Rocele

Institutul Geologic al României

sunt frământate, brecifiate și laminate luând aspecte de brecie, șisturi negre milonitice, roce compacte albicioase și verzui.

Afară de acestea mai întâlnim în această importantă zonă tectonică formațiuni sedimentare, conglomerate, calcare, prinse sub formă de fâșii și lentile laminate dealungul zonei (Og. Mare dela Mâniom, V. Ferendiei în regiunea cotei 297).

Veniri ulterioare, posttectonice de cuarțkeratofire și cuarțuri hidrotermale, au folosit liniile de ruptură ale acestei zone de dislocațiuni.

1. ȘISTURI CRISTALINE ALE GRUPEI DE GNEISE MICACEE

In apropierea zonei de încălecare observăm că rocele grupei de gneise micacee sunt foarte încrețite și frământate. Din cauza presiunilor ce au suferit, ele sunt strivite și uneori brecifiate încât se desfac în lentile și bucăți mici. Gneisele micacee, chiar când sunt mai puternic laminate, se pot totuși recunoaște și deosebi de rocele complexului verde grație solzișorilor de mice ce lucesc pe suprafețele lor.

Paragneisele cu porfiroblaste de albită din lungul zonei de dislocație prezintă sub microscop coroane de sdrobire și linii de fricțiune dealungul cărora au avut loc deplasări și care sunt ocupate de clorite și mice albe îndoite. Cuarțul e sdrobit, dințat și puternic undulos. Porfiroblastele de albită sunt deplasate și rotite uneori aproape de 90°, dovadă incluziunile de granați și mice înșiruite oblic față de direcția șistozității. Toată structura de linii undulate șerpuind între porfiroblaste, convergând și divergând iarăși, arată că roca e pe cale de laminare. Pe teren se pot urmări toate stadiile de laminare ale acestor paragneise. Când sunt puternic laminate, numai cu greu se poate decide dacă mai avem a face cu un fost paragneis sau dacă nu cumva avem un conglomerat laminat, cu atât mai mult că nici secțiunile subțiri nu ne mai ajută să le distingem. E însă foarte posibil ca rocele laminate cu aspect conglomeratic să reprezinte uneori brecii de dislocațiune, născute prin frământarea intensă a diverselor roce din zona de încălecare (Og. Mare dela Mâniom).

Pe Og. Harca se observă niște șisturi negre laminate, sfărâmate în bucăți mici lenticulare turtite. Roca este de fapt un paracuarțit laminat cu structura lepidoblastică, textura șistoasă, alcătuită din 50% cuarț turtit, 35% mică albă secundară și agregate cloritice, 15% praf negru opac și granați. Dimensiuni: 0,06 mm și mai mici. Roca e străbătută de dungi și pături paralele de mice albe și clorite care sunt uneori îndoite marcând astfel prin flexurile lor subțiate o șistozitate secundară, oblică față de cea primitivă. Pe diaclaze s'au instalat vinișoare de agregate cloritice.

Tot pe Og. Harca, la vale de filonul keratofiric, sunt niște stânci de o rocă feldspatică cenușie-verzue, care prezintă un aspect microbrecios. Microscopul ne arată că avem de a face cu un gneis aplitic laminat (aplit albitic) cu o structură granoblastică-eteroblastică și textura sdrobită și orientată. Se

Institutul Geologic al României

observă și tendințe de structură pegmatoidă. Roca este pe cale de milonitizare progresivă. E alcătuită din cuarț (20—55%), albite, uneori Schachbrettalbite (70—43%), clorite, epidoți, minereu (10—2%). Se găsesc și rozete de turmalină foarte măruntă (cca 1 mm lungime).

O serie de gneise muscovitice laminate, cu aspecte de ortogneise, se întâlnesc dealungul dislocației ce separă zona epigabbrourilor de restul complexului de roce verzi.

Cum în complexul rocelor verzi gneisele micacee lipsesc cu totul, prezența lor în punctele indicate s'ar puteà explicà pe cale tectonică cu ajutorul liniilor de dislocațiune. Am mai puteà presupune că aceste gneise muscovitice reprezintă filoane acide laminate cum ar reieși din deschiderile de lângă tunelul Colțan (Fig. 7, pg. 77).

Rocele sunt șistoase, albicioase, cenușii-verzui, iar uneori au tonuri slab violacee, ca pe Og. Stupinii și Og. Faurului. Uneori muscovita și sericita se văd clar pe fețele de șistozitate. Numai cu multă atenție se poate da de urma acestor roce. In Fig. 12 am indicat locurile unde le-am întâlnit.

Sub microscop rocele prezintă tipuri puțin diferite. Astfel unele au grăuntele foarte fin (0,3—0,15—0,01 mm) și sunt formate în cea mai mare parte din cuarț și mică albă, feldspații fiind foarte probabil în cea mai mare parte transformați în sericită (Og. Ciobanului, V. Bârzavei la marginea zonei de epigabbrouri).

Altele au aspecte de aplite albe pegmatoide cu structură gneisică și cu porfiroblaste de plagioclas, cu cca 10% An. Plagioclașii (55%) și cuarțul (35%) formează cea mai mare parte a rocei. Se mai găsesc clinozoisite (5%) și granați (5%). Dimensiunile: porfiroblastele 2—0,5 mm, pasta 0,2—0,05 mm, zonele strivite 0,01 mm. Această rocă am întâlnit-o în epigabbrourile din V. Bârzavei și ar puteà eventual să reprezinte un aplit laminat din suita fostului massiv de gabbrouri.

In fine altele sunt adevărate gneise puternic laminate formate 45—50% din benzi de cuarț sdrobit și transformat în fâșii subțiri de cuarț dințat și foarte undulos însoțite de pastă măruntă și coroane de sdrobire și din ca 55—50% benzi de plagioclas acid maclat, cu cca 10% An și mică albă măruntă provenită din feldspați. Cu totul neînsemnate sunt diversele accesorii: clorită, calcită, minereu negru, titanită, apatită, granați (unele agregate cloritice). Roca e intens laminată. Sunt rare lentilele de feldspați nesdrobite și cu maclele nefrânte. Ea se întâlnește pe Og. Stupinii și pe Og. Faurului.

Dimensiuni: cuarț 0,85 : 0,2—0,15 : 0,07, feldspat 1,3 : 0,35—0,2 : 0,15, pasta 0,01—0,025 mm.

2. «CUARȚITELE VERZI» DE PE OG. DELA POIEȚI

Dealungul solzului de paragneise din Og. dela Poieți, întâlnim o serie de roce compacte, cele mai multe având un aspect cuarțitic și culoarea verde-cenușie.

Institutul Geologic al României

Microscopul ne arată că majoritatea sunt roce verzi porfirogene și roce verzi tufogene și uneori paracuarțite din zona Buchin brecifiate și laminate.

Paracuarțitul e sdrobit încât sub microscop prezintă o structură de aspect detritic-brecios. Cuarțul e colțurat și poligonal. Câte o porțiune mai mare nesdrobită arată clar structura unui paracuarțit din complexul gneiselor micacee. Circa 20% din rocă o formează rețeaua de carbonați, sericita, albita și praful de minereu opac. Dimensiunile mineralelor: 0,3—0,015 mm.

Rocele porfirogene sunt și ele strivite. Câte un fenocristal de albită și câte o porțiune mai puțin sfărâmată indică structura rocelor porfirogene. Unele sunt străbătute de rețele de carbonați.

Rocele tufogene au o nuanță verde mai închisă și aspectul lor e mai pământos. Microscopul ne arată cca 35% albită, 35% clorită, 15% calcită, 15% grăuncioare de minereu opac.

Tot pe Og. dela Poieți și mai ales pe Og. lui Nistor întâlnim roce negricioase cu structură de brecie. Acestea sunt adevărate brecii de frictiune care sub microscop ne arată o puternică frământare și plămădeală de porțiuni de roce verzi cu grăuntele foarte fin și porțiuni de paracuarțite cu grăuntele ceva mai mare. In lumina paralelă se recunoaște o frumoasă structură de brecie laminată cu compartimente de toate formele și având fiecare o textură paralelă îndreptată în altă direcție. Impregnațiuni de minereu negru în praf și vinișoare, scot și mai bine în evidență această frământare și determină culoarea negricioasă a rocelor.

In toate rocele de mai sus mineralul predominant e cuarțul, afară de rocele tufogene unde el este foarte greu de distins. Dimensiunile mineralelor sunt foarte reduse, 0,05—0,01 mm, încât greu se mai poate distinge albita de cuarț. Foițele de sericită și praful de minereu sunt nelipsite. Uneori roca e străbătută de o rețea de carbonați. Roca tufogenă e foarte bogată în clorită.

3. CONGLOMERATE

Dealungul zonei de încălecare sunt înșiruite roce conglomeratice frământate și laminate. Se pot studia în Og. Mare dela Mâniom, în tăietura ce înconjoară tunelul Colțan pela Nord și în V. Ferendiei la cota 297. Se întâlnesc roce asemănătoare și mai spre Sud, sunt însă metamorfozate de banatite.

Conglomeratele din Og. Mare și dela tunelul Colțan sunt puternic frământate și laminate. In special la tunel ele sunt laminate într'un șist verde pământos în care se mai văd bobițe rotunjite din roce mai rezistente. Lățimea lui se măsoară cu dm.

Sub microscop se observă o împletitură de agregate sericito-cloritice inextricabile, impregnate cu limonită, sucite în fel și chip și învelind bucăți ovoidale de agregate de cuarț. Intr'o secțiune am găsit și un porfiroblast de albită cu incluziuni de granați cloritizați și de muscovite, provenind de sigur din para-

Institutul Geologic al României

gneisele alăturate. Dimensiunea acestor pietricele variază dela 0,1—1,5 mm; sunt și mult mai mari. Față de starea laminată a acestor roce este greu de precizat dacă avem de a face numai cu conglomerate laminate sau dacă nu cumva au fost laminate și plămădite pe planul acestei dislocații și paragneisele Buchin. E foarte probabil că avem de a face cu ambele cazuri.

Conglomeratele negre din V. Ferendiei (cota 297) sunt alcătuite dintr'o pastă neagră în care se află pietricele rotunjite de cuarț cu dimensiuni milimetrice și centimetrice.

Microscopul ne arată o structură microconglomeratică tipică. Fragmentele mici de cuarț sunt colțuroase iar cele mari, paracuarțite micacee, sunt ovaloide.

Pasta rocei e inextricabilă, uneori argiloasă, neagră și opacă. In general se recunosc agregate microcristaline inextricabile de clorită, mice secundare verzui, agregate biotitice brunii. Aceste agregate străbat adesea pietricelele de cuarț și au tendința de a le înlocui, formând agregate sferoidale verzi de clorite. E probabil un început de metamorfism de contact, datorit unei circulațiuni de soluțiuni hidrotermale, dovadă chiar unele vinișoare cu iviri sporadice de zeoliți (analcim) și cristale mici idiomorfe de epidot. Dealtfel alături, la gura Og. Harca, sunt stânci de roce asemănătoare deja metamorfozate și impregnate cu minereu (cf. capitolul metamorfismului de contact). In pasta rocei mai recunoaștem o substanță opacă (grafitică ?), praf opac de titanită și minereu negru, sericită, calcită, turmalină, zircon.

Un filon de cuarț hidrotermal străbate aceste conglomerate în albia Ferendiei.

4. LENTILE DE CALCAR

Tot în regiunea cotei 297 din V. Ferendiei, întâlnim, în zona de încălecare, trei lentile de calcar de dimensiuni de câțiva metri. Una se găsește pe dreapta Ferendiei și celelalte două pe stânga ei, în ultimii 50—60 metri ai Og. Harca (Fig. 14).

Aceste lentile de calcar sunt învelite în șisturile negre laminate descrise mai sus.

Calcarul e cristalin și e de două feluri: unul e compact cenușiu-deschis și altul e fanerocristalin, alb-negricios, cu calcite chiar de câțiva cm dimensiune.

Varietatea compactă are grăunțele de 0,01—0,02 mm. E străbătută de vine și cuiburi cu grăunțele mai mari și maclate.

Varietatea fanerocristalină (Og. Harca) prezintă uneori o textură paralelă, datorită presiunilor tectonice, textură ce iese în evidență și megascopic prin șistozitate și alternanțe de pături cu grăunțe mai mari și mai mici. Grăunțele mari de calcită sunt maclate polisintetic după direcțiuni romboedrice, maclațiune vizibilă și cu ochii liberi. Lamelele de maclă tăiate oblic

Institutul Geologic al României

prezintă un frumos policroism după toate culorile spectrului datorit dispersiunii prin reflecțiune a luminii [1]).

Se observă adesea lamele de maclă îndoite, iar în varietatea cu textura paralelă se văd zone de calcită măruntă (ca 0,1 mm) printre calcite mari de câțiva mm diametru.

Imediat deasupra lentilelor de calcar, în malul drept al Og. Harca se află stâncile de conglomerate metamorfozate la contact și impregnate cu pirotină.

In ceeace privește vârsta acestor calcare ea nu se poate preciză, neavând nici un fel de date. Cum însă în complexele de șisturi cristaline din regiune

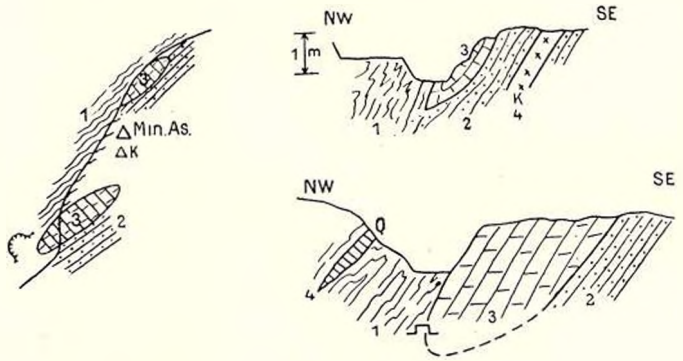


Fig. 14. Lentilele de calcar din Og. Harca.

In stânga: schița părții inferioare a Og. Harca (scara aprox. 1 : 2.000).

In dreapta: Secțiuni prin lentilele de calcar. Lățimea lentilei de jos: 3 metri.

1. Șisturi negre laminate
2. Corneene (conglomerate metamorfozate la contact)
3. Calcare laminate
4. Cuarțkeratofire (K), cuarț hidrotermal (Q)

△ Min. As. = Blocuri de minereu de arsen

△ K = Blocuri de cuarțkeratofir.

lipsesc complet calcare cristaline și cum în regiunea noastră și în cele învecinate din Banat, calcarele sunt mesozoice, nu e exclus ca și lentilele noastre de calcar să fie identice ca vârstă, cu cele din zona calcarelor tithonice din regiunea cartată.

C) Zona milonitică dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior

Zona milonitică este o zonă de dislocațiune de primul rang, de o mare importanță tectonică, în regiunea noastră. Dealungul ei, fundamentul de șisturi cristaline, prin complexul de roce verzi, încalecă

[1]) SCHRÖDER VON DER KOLK a observat un policroism ω brun murdar, ε incolor, la o calcită dintr'un andesit din insula Buru și l-a pus pe seama unor incluziuni submicroscopice al căror indice de refracție ar fi egal cu ε al calcitei (59, p. 219).

Institutul Geologic al României

peste Carboniferul superior din regiunea Lupac — Mâniom al zonei sinclinale paleo-mesozoice dintre Reșița și Moldova.

Zona milonitică e formată din diverse roce milonitizate pe care le vom descrie amănunțit mai la vale și anume: filite satinate, conglomerate laminate tip Cârșie, cuarțite de Tâlva Mare și o lentilă de calcșist.

Această zonă am urmărit-o pe o lungime de cca 13 km din Valea de Rogoaze (Ezeriș) până la Crucea Verde, de pe cumpăna apelor dintre Dognecea și Lupac.

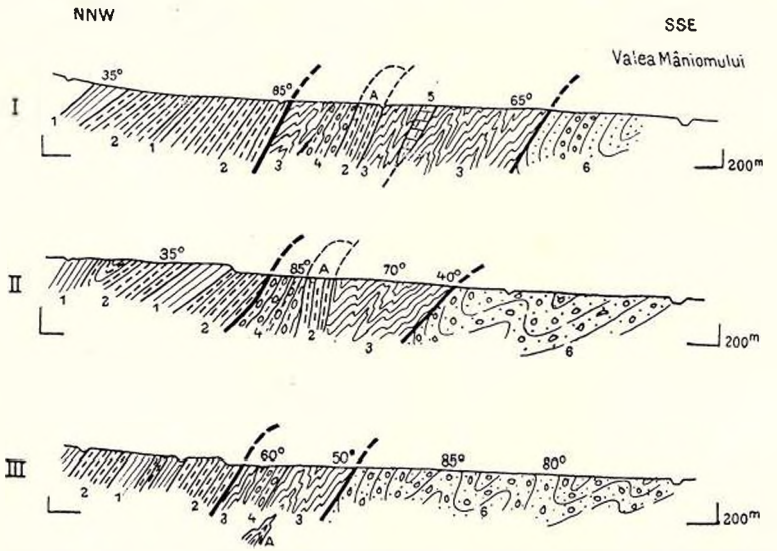


Fig. 15. Profile prin zona milonitică dealungul a 3 afluenți alăturați ai Văii Mâniomului: I. Og. Măguriște; II. Og. Olarului; III. Valea Mieilor.

Complexul rocelor verzi:

1. Roce verzi tufogene
2. Epidiorite și roce verzi de aparență aglomeratică.

Zona milonitică:

3. Filite satinate
4. Conglomeratele laminate « Cârșic »
5. Calcșist

A. Solz de epidiorite și roce verzi de aparență aglomeratică.

Carboniferul superior:

6. Gresii și conglomerate.

Grosimea zonei milonitice este variabilă. In jumătatea nord-estică a ei, între Valea de Rogoaze și V. Locai, zona are o lățime de 200—400 m, deaceea și toate rocele descrise mai la vale, afară de cuarțitele de Tâlva Mare, sunt bine reprezentate aici. In această parte a zonei milonitice apare o fâșie mai importantă de epidiorite ce se poate urmări lângă marginea nord-vestică a zonei, din Valea de Rogoaze peste Og. Măguriște până în Og. Olariului. De notat că lama de epidiorite separă de restul zonei milonitice conglomeratele laminate Cârșie, în toate trei ogașele. Mai la Sud de Valea Mieilor această

Institutul Geologic al României

lamă de epidiorite nu se mai întâlnește. Vezi profilele din Fig. 15. In jumătatea sud-vestică a ei zona se îngustează brusc ajungând chiar la grosimi de câțiva zeci de metri, dar menținându-se în general cam între 100—200 m grosime. Rocele din această parte a zonei par a fi mai laminate. De relevat în special gâtuirea zonei între V. Locai și Og. Fusului. Pe când în V. Locai grosimea zonei este de 350 m, alături în Og. Lupulan ea nu atinge nici 100 m. Porțiunea aceasta subțiată are aspectul unei decroșări oblice ENE a zonei.

In partea sud-vestică a zonei milonitice găsim câteva pene de Carbonifer superior nemetamorfozat între filitele satinate ale zonei, la marginea răsăriteană a ei, pe drumul de culme dintre V. Locai și Og. Lupulan (Fig. 16), pe Og. Fusului și între obârșiile ogașelor Serinac (Lupac) și Bălului (Dognecea).

In partea sudică a zonei milonitice se pune una din cele mai interesante

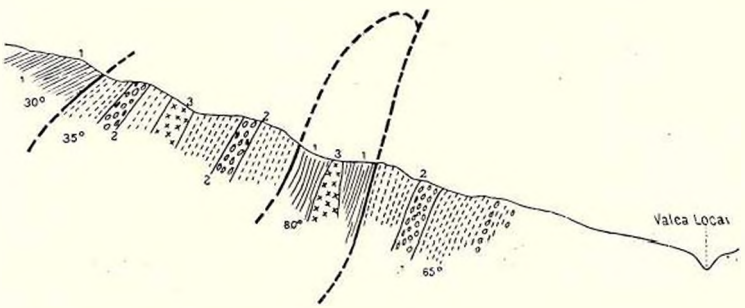


Fig. 16. Secțiune prin cracul din stânga Ogașului Lupulan. Lungimea ca 30 m.
1. Filite satinate
2. Gresiile și conglomeratele Carboniferului superior
3. Dioritporfirit.

probleme ale ei și anume apariția masselor cuarțitice de Tâlva Mare de pe culmile dintre Dognecea și Lupac și de care ne vom ocupà pe larg mai la vale.

Direcțiunea șisturilor în zona milonitică variază mai ales între NE și ENE, iar înclinarea lor este, în majoritatea cazurilor, nord-vestică. O abatere mai importantă dar cu totul locală, am observat la Est de Mâniom unde șisturile sunt dislocate în direcția N 80° W și având înclinările la NNE.

Forțele orogenice, care au laminat rocele zonei milonitice, i-au imprimat acesteia o structură complicată de solzi încălecați spre Est care face impresia unei adevărate structuri de rabotaj. Intr'adevăr, pe de o parte pene de epidiorite și Carbonifer superior nemetamorfozat se înfig în marginile zonei și masse de cuarțite de Tâlva Mare țâșnesc ca solzi sau sâmburi de străpungere din adâncurile ei în partea de Sud, iar pe de altă parte repartizarea conglomeratelor laminate de tip Cârșie este inconstantă, ele întâlnindu-se fie la marginea dinspre epidiorite a zonei, la NE, fie la marginea

Institutul Geologic al României

dinspre Carboniferul superior în V. Bârzavei, sau în alte părți ale zonei milonitice. Apariția izolată a unei lentile de calcșist pe Og. Măgurișteе, completează imaginea. Este o structură de solzi și lame, o structură de rabotaj ce ilustrează foarte frumos caracterul tectonic al acestei zone de încălecare și laminare.

In această zonă de linii tectonice au pătruns și câteva filoane dioritporfiritice și keratofirice, de obiceiu foarte alterate, impregnând rocele dimprejur cu pirită care a ocazionat săparea câtorva galerii și puțuri de mult părăsite. Pe de altă parte unele masse de cuarțuri se arată a fi probabil de origină hidrotermală. Toate acestea sunt manifestațiuni periferice de ale massivelor banatitice din apropiere.

Rocele care compun zona milonitică

Zona milonitică este formată din roce mai mult sau mai puțin laminate, chiar ultramilonitizate. Următoarele categorii principale de roce se pot deosebì pe teren:

Roce micacee conglomeratice, gneisice, șistoase;

Filite satinate verzi, cenușii sau violacee-negricioase;

Cuarțite sericitoase cu textura paralelă și cuarțuri hidrotermale [1]);

O lentilă de calcșist pe Og. Măgurișteе.

Rocele verzi milonitice se deosebesc pe teren de rocele complexului verde prin faptul că sunt muscovitice, sericitoase sau satinate. Filitele satinate când sunt verzi-violacee se deosebesc mai greu de unele roce bariolate, mai laminate, din zona verde învecinată, ca de ex. pe Og. Fusului. Am văzut că rocele verzi se caracterizează prin lipsa totală a micelor, exceptând puținele apariținni de sericite din unele roce, care nu schimbă însă înfățișarea caracteristică a rocelor. De rocele micacee ale Carboniferului superior, rocele zonei milonitice se deosebesc prin culori verzui predominante, dar mai ales prin aspectul lor special filitos, datorit dinamometamorfismului ce au suferit. Carboniferul superior chiar când este puțin atins și orientat în apropierea zonei milonitice se deosebește net prin aspectele lui curat detritice nemetamorfozate.

Cum am văzut, rocele zonei milonitice se pot deosebì de rocele ambelor complexe învecinate. Nu este mai puțin adevărat însă că la prima vedere ochiul neexperimentat le-ar puteà confundà fie cu rocele verzi, fie cu rocele carbonifere superioare, ele având un aspect de tranziție datorit creșterii gradate în intensitatea metamorfismului ce se poate constată în regiunea noastră, mergând dela răsărit la apus. Pe de altă parte, dat fiind caracterul tectonic al zonei, ne putem așteptà ca printre feluritele roce, a căror origine și vârstă este cu atât mai greu de stabilit cu cât ele sunt adesea în stadii foarte înaintate de

[1]) Cuarțurile hidrotermale care apar împreună cu cuarțitele de Tâlva Mare vor fi descrise la capitolul banatitelor.

Institutul Geologic al României

milonitizare, să existe roce provenind din cele două complexe învecinate. Cu toate numeroasele secțiuni subțiri din această zonă, chestiunea originei rocelor zonei milonitizate nu se poate rezolvà încă în mod cu totul satisfăcător. Un studiu special și amănunțit al ei ar puteà să aducă mai târziu mai multă lumină mai ales după ce cunoașterea regiunilor înconjurătoare va fi mai înaintată.

Profilul cel mai desvoltat al zonei milonitice este acela din V. Bârzavei, din fața gării Mâniom, dealungul șoselei Bocșa—Reșița, deschis pe vreo 300 m. Dela răsărit spre apus deosebim (grosimile sunt aproximative):

75 m, conglomeratele din D. Cârșie, poate carbonifere, formate din elipsoide turtite, mai ales de ortogneise muscovitice;

75 m, filite verzi satinate (ultramilonite);

120 m, conglomerate micacee laminate;

30 m, șisturi verzi satinate cu aspecte de gneise laminate; în această din urmă serie se află și o lamă epidioritică de vreo câțiva metri grosime.

Acest profil, se înțelege, nu rămâne acelaș în restul zonei milonitizate din cauza structurii tectonice a acesteia. Afară de aceasta, din cauza stadiilor diverse de milonitizare, rocele nu se pot totdeauna identificà cu ușurință, iar pe de altă parte deschiderile foarte nefavorabile din culmea ce desparte comunele Dognecea și Lupac ne împiedică să studiem mai de aproape zona milonitică în partea ei sudică.

1. ROCELE MICACEE CONGLOMERATICE, GNEISICE, ȘISTOASE

Am întrunit aici toate conglomeratele ce se pot recunoaște în zona milonitică precum și rocele de aspect gneisic mai mult sau mai puțin șistoase. Caracteristica lor comună este prezența megascopică constantă a muscovitei. Culoarea lor variază între albicios-cenușiu până la cenușiu-verzui și verzui-bruniu. După toate aparențele rocele micacee gneisice și șistoase nu sunt decât conglomerate în stadii înaintate de laminare cum se poate recunoaște uneori pe teren sau sub microscop.

Cele mai caracteristice și mai ușor de recunoscut sunt «conglomeratele Cârșie», pe care le-am numit astfel după D. Cârșie, din fața gării C. F. R. Mâniom, unde sunt bine desvoltate. Ele sunt alcătuite în mare parte din blocuri elipsoidale turtite de un gneis granitic cu muscovită de culoare deschisă albicioasă, verzue și rozee. Elipsoizii au mărimi variate dela aceea a unui pumn până la aceea a unui butoiaș, cum se vede și din fotografia Pl. IV Fig. 4. Cimentul blocurilor este verzui-bruniu cu aspecte gneisice laminate și filitoase, propriu zis un ciment laminat grezos până la argilos. Conglomeratele Cârșie le-am recunoscut în Valea de Rogoaze, Og. Măguriște și Og. Olariului, separate de restul zonei milonitice printr'o lamă de roce epigranitice (Fig. 15),

Institutul Geologic al României

în V. Mieilor și în V. Satului le regăsim în diferite părți ale zonei; în V. Bârzavei ele se află la marginea estică a zonei milonitice; le mai întâlnim în V. Locai, în drumul din coasta dintre Og. Fusului și Tâlva Locai, iar ultima ivire ce am mai putut recunoaște este aceea din Og. dela Sud de Tâlva Locai, imediat la vale de filonul eruptiv de acolo. E probabil că mai înspre Sud ele sunt mult mai laminate.

Se mai disting și alte conglomerate micacee mai mărunte (ca de ex. cele din Og. Pietrii, la W de D. Cârșie, care ies și în șoseaua din V. Bârzavei), cu blocuri de cuarț, paracuarțite micacee, pegmatite și alte roce. Ele sunt de obiceiu laminate încât iau aspecte gneisice și șistoase și atunci studiul lor devine anevoios.

Vom descrie pe scurt câteva roce întâlnite ca blocuri rotunjite în conglomeratele zonei milonitizate și apoi vom considera puțin și cimentul laminat al lor.

a) Blocurile din conglomerate

a) Ortogneise

1. Gneis granitic cu muscovită. Cele mai răspândite blocuri par a fi acelea care formează elipsoidele turtite de culoare deschisă din conglomeratele Cârșie și care sunt formate dintr'un gneis granitic cu muscovită.

Au o structură porfiroblastică cu aspect pegmatoid și o textură lenticulară. Roca a fost puțin sdrobită, în special cuarțul.

Mineralele componente sunt:

50—57% plagioclași albitici și albitoligoclasici uneori fin maclați polisintetic, alteori maclați exclusiv în scândură de șah [1]). Feldspații sunt pe cale de îmbucătățire, cu lamele de maclă îndoite și chiar undulate sau dislocate. Pe liniile de crăpare și uneori în jurul feldspatului se formează microzone și coroane de sdrobire, cu grăunțe mărunte și îmbibate cu sericită, ce străbat ca o rețea plagioclasul;

45—40% cuarț, laminat în indivizi alungiți, lenticulari, sau în fâșii lungi și subțiri cu marginile dințate și extincția unduloasă;

4—2% muscovită, slab policroică dela incolor la cenușiu-bruniu palid (litiniferă?);

1% grăunțe de apatită și praf opac de minereu.

Dimensiuni în mm: feldspați 4,5:3—0,9:0,45; cuarț 2,25:0,45—0,2:0,15; grăunțele zonelor de sdrobire 0,01—0,03.

2. Pe Og. Fusului, la confluența ogășelului pe care se află filonul mai important de dioritporfirit, sunt conglomerate laminate cu blocuri vio-

[1]) După F. BECKE «Schachbrettalbita» s'a format prin albitizarea ortozelor (22, p. 436).

Institutul Geologic al României

lacee de o rocă granitică asemănătoare celei de mai sus dar fără muscovită și având puțin epidot în zonele mărunțite. Roca e străbătută de vine de cuarț și calcită. Mineralele componente sunt:

70% plagioclas acid, 25% cuarț, 5% epidot, ortită, clorită, titanită, magnetită, hematită, carbonați.

3. Rocele gneisice verzui-brunii din conglomeratele laminate din partea superioară a Og. Pietrii, la W de D. Cârșie.

Sub microscop rocele au o structură granoblastică și o textură lenticulară orientată. Aspectul microscopic este acela al unei rețele groase cu ochiurile de aceeaș grosime ca rețeaua. Lentilele sunt alcătuite din cuarț spart în bucăți neregulate, iar rețeaua a luat naștere din feldspații plagioclași acizi complet sfărmați într'o pastă granoblastică măruntă impregnată cu sericită. Mai întâlnim muscovită, biotită brună cu aureole policroice și sagenită, apatită, minereu negru.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Plagioclas	45—50%	grosimea rețelei plagioclasice 0,9—1,2 grăunțele pastei plagioclasice 0,03—0,06
Cuarț	35%	lentile de cuarț 1,4: 0,85 în medie indivizii sdrobiți 0,6: 0,3—0,12: 0,08
Biotită.	10%	1,5 (diametru bazal)—0,2
Muscovită și sericită	5%	0,9: 0,3 (muscovită), 0,05: 0,02—0,025: 0,003 (sericită)
Restul	1—2%	

De notat aici sfărâmarea completă a plagioclașilor pe când cuarțul abiă e spart în bucăți nu prea mărunte, adică tocmai contrariul de ce am observat la primele ortogneise descrise. Cauza e foarte probabil faptul că plagioclașii gneisului verzui-bruniu au fost într'o stare de sericitizare mai înaintată, fiind astfel mai puțin rezistenți decât cuarțul însuș.

Intr'un stadiu de laminare mai înaintată, lentilele de cuarț au fost turtite și transformate în fâșii lungueț de indivizi de cuarț cu puțină pastă complet sdrobită între ele, iar rețeaua feldspatică e aproape ultramilonitizată și transformată în benzi feldspatice asociate cu benzi sericitice-cloritice cu epidoți și oxizi de fer și în care sunt prinse muscovitele și biotitele subțiate și lenticulare.

Roca aceasta a fost desigur un granit cu două mice și cu plagioclașii sericitizați. Aspectul ei amintește granitul din V. Moraviței dintre Paulus și stațiunea Ocna de Fer care are și el feldspații sericitizați, dar nu e încă sdrobit. Și mai mult se aseamănă însă cu gneisul plagioclasic verde produs prin laminarea acestui granit (vezi pag. 73).

Pe de altă parte gneisele verzui-brunii descrise aici, pot fi comparate și cu blocurile gneisice micacee cenușii din conglomeratele Carboniferului superior descrise la pag. 95 și care conțin feldspați sericitizați și două mice.

Institutul Geologic al României

β) Cuarțite

1. Un bloc de paracuarțit biotitic, compact, cenușiu-brun, găsit în conglomeratele din D. Cârșie, are o structură granoblastică-lepidoblastică, o textură paralelă și următoarea compoziție mineralogică:

40% cuarț alungit și așezat paralel cu textura, 40% sericită, 20% biotită și puțin (1%): zircon, apatită (uneori cu centrul negricios din cauza incluziunilor fine nestudiabile), minereu negru, clorită. Dimensiuni: 0,2—0,04 mm.

2. In conglomeratele de pe Og. Pietrii și în prelungirea lor din șosea se găsesc paracuarțite sericitoase verzui-cenușii, adesea întovărășite de pături albe foarte sericitoase și cu cristale mari de turmalină (diametrul de câțiva mm) și muscovită.

Sub microscop aceste cuarțite au o structură granoblastică și o textură paralelă prin recristalizare, produsă de foițele de mică și de grăunțele alungite în formă de plăci ale cuarțului, toate așezate paralel.

Cuarțitele sericitoase sunt compuse din:

85—90% cuarț, 5—7% muscovită și sericită, 5—1% biotită verde alterată și clorită, 4—0% feldspați albitici mărunți și pe cale de sericitizare, 0—1% turmalină ($n\alpha$ incolor bruniu palid, $n\gamma$ brun-verzui și în centru albăstrui-verzui), 0—0,5% epidoți, 1—0,5% titanită, rutil, minereu negru, apatită, zircon.

Dimensiunile cuarțului variază cam între 1 : 0,5 și 0,15 : 0,05 mm, iar ale muscovitei între 0,3 : 0,05 și 0,12 : 0,002 mm.

Este o mare asemănare între aceste blocuri de cuarțite și massele cuarțitice sericitoase de Tâlva Mare.

b) Cimentul conglomeratelor

Intre blocurile de ortogneis din conglomeratele din D. Cârșie se află roce șistoase, verzui-brunii, laminate, în care se recunoaște câte un cuarț rotunjit și pete mici turtite lenticulare de culoare verzuie deschisă sau bobițe albicioase într'o pastă filitoasă verde închisă și micacee.

Sub microscop se vede o structură de gresie (blastopsammitică) și o textură paralelă și lenticulară. Elementele acestei roce sunt: grăunțe lenticulare sau rotunjite de cuarț undulos câteodată puțin spart; albite maclate sau nu, despărțite în grăunțe lenticulare sau complet mărunțite; muscovite, biotite înverzite, o rețea de mice secundare albe și verzi ce șerpuiește între grăunțele de cuarț și feldspat; fragmente de apatită și turmalină, praf de minereu și puțină pastă născută din sdrobirea cuarțului și feldspatului.

Când laminarea e mai intensă, rețeaua de mice se desvoltă și se îngroașe formând benzi ce se sting și ilumineză unitar, iar grăunțele lenticulare dintre ele se sfărâmă complet într'o pastă măruntă cuarțoasă.

Institutul Geologic al României

Dimensiunile lentilelor mici sunt sub 1 mm, iar pasta ultramilonitică 0,01 mm. Sunt și pietricele de mai mulți mm sau câțiva cm diametru.

Rocele șistoase muscovitice adesea cu aspect gneisic, ce se întâlnesc în zona milonitică, au sub microscop aspecte asemănătoare cu cele descrise mai sus. Deasemenea compoziționea mineralogică este cam aceeaș. Se văd uneori lentile de albite maclate în scândură de șah, alături de albite maclate polisintetic, lentile mici de cuarț nesdrobit, pastă de albite mărunțite și sericitizate, benzi ultramilonitice de sericită, muscovită, biotită, granat, apatită, fragmente de turmalină și altele. Deci acelaș material provenit din distrugerea ortogneiselor. E foarte probabil că avem a face cu aceleași microconglomerate și gresii argiloase în stadii diferite de laminare.

2. FILITELE SATINATE

Sunt șisturile filitoase verzi de diferite nuanțe, negricioase, violacee, cu luciu satinat, ce se întâlnesc foarte des în zona milonitică și sunt caracteristice pentru ea. Cu ochiul liber nu mai putem distinge nici un mineral. Sub microscop au o structură lepidoblastică și o textură ultramilonitică lineară sau încrețită.

Intr'un fond de cuarț foarte fin (0,01 mm) se suprapune o bogată tramă sericitică (30—50 și mai mult %), uneori lineară, alteori foarte strâns încrețită în zig-zag (Pl. I, Fig. 2). Câte odată se mai observă aspecte relicte lenticulare, dar cu lentilele de cuarț complet sfărâmate într'o pastă fină. O vinișoară de cuarț este transformată în fâșii transversale lungi și paralele cu direcția șistozității, cu dimensiunile 1 : 0,013 mm. Filitele negricioase conțin mulți oxizi de fer pulveriformi. Se mai întâlnesc turmaline, rutile, apatite, titanite, clorite, zircon, uneori feldspați.

Intr'un filit satinat violaceu de pe Og. Fusului, am găsit grăunțe necomplet sdrobite de feldspat, cuarț, epidot, minereu, pastă ultramilonitică de cuarț-feldspat și benzi sericitice, cloritice, epidotice. Epidotul e rar în zona milonitică. El e probabil de origină hidrotermală. Acest șist ar puteà să reprezinte eventual și o rocă verde ultralaminată (?).

In ce privește origina acestor filite satinate, nu se poate spune nimic sigur. Ele sunt acuma niște ultramilonite. Ar puteà provenì tot așà de bine dintr'o rocă primordial filitică, de altfel ca și din ultralaminarea unor gresii, șisturi argiloase sau chiar conglomerate cum arată unele tranziții la microconglomeratele laminate descrise mai sus.

3. CALCȘISTUL DE PE OG. MĂGURIȘTE

Intre filitele satinate de pe Og. Măgurișteе (afluentul V. Mâniomului) se întâlnește o intercalație mică de calcar negricios laminat.

Sub microscop roca se arată a fi formată în majoritate (peste 90%) din grăunțe mărunte și izometrice de carbonați. Se pot discerne și rare grăuncioare

Institutul Geologic al României

de cuarț. Textura paralelă e dată de praful negricios grafitos ce formează șiraguri orientate și de păturile alterne, unele mai fine și altele mai grosiere, de carbonați. Grăunțele mai mari de carbonați sunt maclate polisintetic și prezintă chiar lamele îndoite.

Dimensiunile 0,3 : 0,2 și 0,05 : 0,025—0,015 : 0,015 mm.

Cine ar puteà să mai spună care este vârsta și proveniența acestui calcar?

4. MASSELE CUARȚITICE DE TÂLVA MARE [1])

(Cuarțite sericitoase cu structura paralelă)

In partea sudică a zonei milonitice, întâlnim pe dealurile mai înalte, masse de stânci cuarțitice cu structura paralelă și mai mult sau mai puțin sericitoase, de culoare albă cenușie, gălbue, ruginie-violacee, mai rar verzuie. Cu ochiul liber și mai bine cu lupa distingem uneori și ace de turmalină.

Sub microscop cuarțitele acestea prezintă o structură granoblastică și o textură paralelă prin recristalizare, marcată prin grăunțele alungite de cuarț și solzișorii de mice albe dintre ele.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

	Tâlva Mare » Mică	Tâlva Locai	Dimensiuni
Cuarț	95 %	85%	0,6 : 0,3—0,06 : 0,03
Mică albă	2,5%	14%	0,2—0,04 : 0,025—0,01
Minereu negru	2 %	—	
Zircon	0,5%	1%	0,1 : 0,02—0,025 : 0,01
Rutil			
Turmalină			
Titanită			

Cuarțul se prezintă în grăunțe alungite și plăci cu extincție unduloasă; mica albă este o sericită uneori incoloră, alteori murdară gălbue; într'un cuarțit verde din Og. Tâlvei (Mâniom) se află biotită verde și clorită; turmalina are policroismul n α incolor-albăstrui palid și n γ albăstrui-cenușiu, uneori cu un sâmbure brun. Avem de a face cu paracuarțite.

Blocurile de paracuarțite sericitoase din conglomeratele laminate ale zonei milonitice din V. Bârzavei sunt foarte asemănătoare cu cuarțitele de Tâlva Mare (cf. descrierea dela pag. 123).

Cuarțitele descrise mai sus formează masse puternice în afara regiunii noastre, în dealurile: Tâlva Mare, Tâlva Mică și Mâniomelu din stânga V. Mâniomului (Mâniom). Ele sunt caracteristic desvoltate în Tâlva Mare, de aceea le-am și numit «cuarțitele de Tâlva Mare».

In regiunea noastră aceste cuarțite se întâlnesc numai dealungul zonei milonitice.

[1]) Numite așà după D. Tâlva Mare (Mâniom) unde sunt caracteristic desvoltate (14).

Institutul Geologic al României

Ele apar pentru prima oară în Tâlva Locai și sunt deschise aici în câteva cariere în care se văd strate cuarțitice cutate, uneori foarte sericitoase și deci mai șistoase. Conțin și turmalină vizibilă cu ochii liberi. Am putut măsurà în aceste cariere următoarele direcțiuni și înclinări: N55° W/27° SW, N50—60° E/50° SE și 80° NW. In cariera 2-a (dela Sud la Nord) se observă și un cuarț felsitic hidrotermal, iar în cariera 3-a, alăturată, o oglindă de fricțiune N50° W/85° NE cu striațiunile înclinate spre SE cu 25—30°.

Cuarțitele formează vârful Tâlvei Locai și se pot urmări pe o distanță de vreo 500 pași. Indată ce ne coborâm în drumurile sau ogașele dimprejur, în special cele care traversează zona milonitică, nu le mai vedem nicăeri în loc, numai blocurile lor rostogolite umplu toate văile dimprejur.

Spre SSW ele reapar în D. Stuparului (cota 516) unde sunt deschise în câteva gropi mici în care am măsurat: N55° E/70° și 30° SE și o oglindă de fricțiune N70° E vertical.

Le regăsim în dealul dintre Og. Coșniciar și ramura stângă a afluentului său Smidernac, în regiunea lor de obârșie. La N de acest deal, în coasta stângă a ogașului ce se varsă în Coșniciar se văd, în complexul rocelor verzi, masse de cuarțuri felsitice feruginoase (hematită, limonită, pirită). Acestea sunt însă hidrotermale.

Către SW, cuarțitele de Tâlva Mare se pot urmări în coasta de sub cumpăna apelor Lupacului și Dognecei (am măsurat N35°E/80°SE), până în culme, la marginea sudică a Poienii Tescota, în pădurea ce o separă pe aceasta de Poiana Rinchina, următoare către Sud. In pădure se găsesc iar gropi de explorare. Cuarțitele de aici sunt în parte cele de Tâlva Mare și în parte lăptoase și felsitice, adică hidrotermale. De aici ele trec probabil pe la obârșia Og. Țiganului, care este plină de blocuri cuarțitice, ca să le găsim iarăș în loc la obârșia Og. Bălului, atât cuarțitele de Tâlva Mare cât și cele felsitice hidrotermale.

In fine la capătul de Sud al Poienii Pravățului se află o veche exploatare în care am găsit keratofire alterate și cuarțuri hidrotermale limonitizate; imediat spre Sud de pădure, găsim o stâncărie de cuarțite albe și sericitoase, care sunt ultimele iviri de cuarțite de Tâlva Mare din regiunea cartată.

Blocurile de cuarțite și de minereu de fer rulate ce se găsesc în diferite părți pe culmea dintre Dognecea și Lupac ar puteà să fie resturile unui depozit pliocen erodat.

Așadar pe scurt:

Cuarțitele de Tâlva Mare se întâlnesc dela Tâlva Locai până la Poiana Pravățului numai dealungul zonei milonitice, formând masse stâncoase cutate cu direcțiunea N 35—60° E având înclinările mai adesea la SE cu 50—80°. Ele nu se găsesc decât pe culmi și niciodată în fundul văilor, adică ele nu se coboară mai jos de aprox. 450 m altitudine. Unele cuarțuri găsite în afara zonei milonitice s'au arătat a fi de origină hidrotermală. Cuarțuri hidrotermale și keratofire am văzut că se întâlnesc și printre massele cuarțitice de Tâlva Mare.

Institutul Geologic al României

Masse cuarțitice, care după descriere par a fi identice cu cele de Tâlva Mare, se găsesc în apropiere de Moldova Nouă lângă Dunăre, intercalate, se pare, între șisturile cristaline lângă marginea estică a acestora (32, pag. 11—12). Ele sunt considerate de JOHANN v. BÖCKH de vârstă devoniană, ceeace nu ar fi imposibil, dacă blocurile de cuarțite din conglomeratele laminate din V. Bârzavei ar fi în adevăr identice cu cuarțitele de Tâlva Mare.

Problema cuarțitelor de Tâlva Mare va puteà fi rezolvată numai după cartarea amănunțită a întregei zone de încălecare a șisturilor cristaline peste zona sedimentară paleo-mesozoică din apusul munților Banatului.

Deocamdată, bazat pe studiul zonei milonitice din regiunea cartată, consider massele de cuarțite de Tâlva Mare ca fiind venite sub formă de lentile și solzi (sâmburi de străpungere?) dealungul zonei milonitice, și presați către locurile mai înalte (cf. planșa de profile). In partea nordică a zonei milonitice unde avem altitudini mai mici, cuarțitele ar fi fost îndepărtate prin eroziune.

III. RECAPITULARE [1])

Fundamentul de șisturi cristaline al regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană este încălecat peste Carboniferul superior al zonei sinclinale apusene a Banatului. In acest fundament cristalin am deosebit la apus un complex de gneise micacee — în majoritate paragneise, cu injecțiuni subordonate de gneise aplitice și mici lentile amfibolitice — care este încălecat peste un complex de roce verzi situat la Est și format din roce de origină granitică, dioritică, gabbroidă și peridotitică, roce porfirogene, tufogene și sedimentogene, metamorfozate în epizonă și mai mult sau mai puțin laminate.

In complexul gneiselor micacee, un sinclinal prins, fracturat și dislocat de mesozoic, format din conglomerate la bază, gresii și calcare, în parte recifale, la partea superioară, desparte două zone: una apuseană, zona Bocșița—Drimoxa cu rocele plan-șistoase și una răsăriteană, zona Buchin cu rocele încrețite din cauza structurii de solzi încălecați spre Est a acesteia.

Șisturile cristaline ale acestor două zone înclinând în general înspre zona calcarelor, aceasta din urmă pare a fi prinsă într'un sinclinal de șisturi cristaline dislocat și cu aripa răsăriteană mai puternic tectonizată.

In zona Bocșița—Drimoxa, granitul plagioclasic și probabil și gneisele granitice violacee din V. Moraviței și V. Ferendiei reprezintă un corp străin înfipt aici pe cale tectonică.

In complexul rocelor verzi deosebim o zonă a epigabbrourilor, separată de partea mai mare dela Est a complexului printr'un solz de paragneise Buchin ce se efilează într'o linie de dislocație spre NE.

[1]) Nota prezentată în 1930 Secțiunii științifice a Academiei Române cuprinde faptele esențiale referitoare la structura geologică a regiunii noastre (14).

Cf. harta și planșa de profile.

Institutul Geologic al României

Zona de încălecare dintre cele două complexe ale fundamentului cristalin e formată din două dislocații în releu, datorită solzului de paragneise amintit. In această zonă de dislocație sunt prinse conglomerate și lentile de calcar, iar rocele complexelor ce vin în contact sunt mai mult sau mai puțin tectonizate.

Zona de încălecare a fundamentului cristalin peste Carboniferul superior este o zonă de milonitizare formată din filite satinate (ultramilonite), conglomerate laminate și cuarțite de Tâlva Mare, acestea din urmă pătrunzând sub formă de solzi către părțile de sus ale zonei.

Se observă o intensitate crescândă în procesul de laminare a rocelor cu cât înaintăm în regiune dela W la E. Rocele verzi de aparență aglomeratică, ce mărginesc ca o fâșie limita răsăriteană a complexului de roce verzi, par a reprezentà o brecie tectonică.

Aruncând o privire mai atentă asupra hărții geologice a regiunii observăm o îndoire a fundamentului cristalin în regiunea Colțan—Og. dela Poieți—V. Locai. In partea nord-estică direcția unităților și zonelor tectonice este NE-SW, pe când în partea sud-vestică, această direcție se îndoaie spre NNE-SSW. S'ar părea că regiunea dintre Bârzava și Ezeriș ar fi acceptat un surplus de presiuni dinspre NW. O serie de fenomene tectonice citate izolat până acum capătă altă însemnătate în lumina acestei ipoteze.

Astfel:

1. Deversarea massei de calcare din Obârșia Măgurii peste Zona Buchin alăturată;
2. Decroșarea oblică a benzei de calcare în partea de sus a V. Măgurii;
3. Structura fracturată haotică a regiunii Colțan;
4. Solzul de paragneise Buchin și efilarea lui spre NE;
5. Ingustarea bruscă, aproape decroșarea, zonei milonitice la SW de V. Locai.

Trebuie să nu scăpăm din vedere că suntem tocmai în regiunea de curbură a cutelor fundamentului cristalino-mesozoic al Banatului, ceeace explică structura în releu și solzul dela Poieți al zonei de încălecare dintre cele două complexe cristaline ale regiunii noastre și tectonica desordonată dela Colțan. Celelalte fapte mai presupun și un surplus de presiuni dela NW suferit de jumătatea nord-estică a regiunii. Cum la NW se află lacolitul banatitic al Bocșei, ușor se naște bănuiala că, prin intruziunea lui, el ar fi dat puțin la o parte fundamentul învecinat.

Se pare că și intruziunea banatitelor a jucat un rol — fie și de importanță mică — în tectonica regiunei. Am văzut că în jurul massivului eruptiv dela Ocna de Fer, șisturile Zonei Bocșița—Drimoxa au o cădere periclinală, iar în basinul superior al Bocșiței ele sunt destul de deranjate. Sunt înclinat să cred că aceste fapte pot fi puse în legătură cu punerea în loc a banatitelor, care prin ridicarea lor au deranjat șisturile cristaline din boltă.

Institutul Geologic al României

Deocamdată însă studiile de pe teren și cele microscopice au arătat că — cel puțin în massivul dela Ocna de Fer — banatitele nu prezintă urme de presiuni tectonice, ele fiind intruse după desăvârșirea tectonicei mesocretacice a regiunii. In ce privește massivul Bocșei, el nu e încă bine studiat, dar vârsta intruziunii lui e tot posttectonică.

In ceeace privește vârsta fenomenelor tectonice, într'o notă anterioară (14) am arătat că ea trebuie să fie mesocretacică fiind cuprinsă între Tithon-Neocomian și Cretacic superior, deoarece calcarele tithonice din regiune sunt afectate de această tectonică, iar banatitele, a căror vârstă a fost stabilită în alte părți ca cretacică superioară, străbat deacurmezișul zonelor tectonice ale regiunii, ele însile nefiind tectonizate. Deci tectonica mare a regiunii s'a desăvârșit înaintea Cretacicului superior. Vârsta încălecării gneiselor micacee peste rocele verzi este greu de precizat, neavând dovezi stratigrafice pentru stabilirea neîndoioasă a ei. Prin analogie cu structura tectonică generală a Carpaților Meridionali am considerat această încălecare deocamdată tot mesocretacică.

Vârsta încălecării Cristalinului peste Carboniferul superior este mesocretacică, deoarece mai la Sud Cristalinul vine în contact cu termenii mesozoici până la Urgo-aptian inclusiv.

Desăvârșirea tectonicei mari a acestei regiuni a avut deci loc foarte probabil în Cretacicul mediu.

CAPITOLUL IV

ROCELE ERUPTIVE BANATITICE

I. ISTORIC [1])

1865. B. v. Cotta (15), a fost primul care s'a ocupat mai deaproape cu studiul rocelor eruptive cretacice superioare din Banat și care s'a lovit cel dintâiu de greutatea de a clasifică aceste roce, din cauza variațiunilor mari în structura și compoziția mineralogică cantitativă a lor. Recunoscând însă consanguinitatea lor, a preferat să le numească, toate la un loc, «banatite», înțelegând prin acest termen, nu o rocă anumită, ci totalitatea rocelor eruptive din Banat intruse după depunerea Cretacicului, dar înainte de venirea bazaltelor. Termenul de banatit implică astfel noțiunea de provincie petrografică, în care diferitele roce în parte puteau fi: granite, sienite, diorite, etc.

Autorii următori au încercat să clasifice mai deaproape aceste roce:

1873. Niedzwiedzki (44) numește roca eruptivă dela Dognecea: «Quarzführender Diorit» și dă și o analiză a ei.

[1]) Facem abstracție de literatura mai veche în care găsim denumiri ca: granite, sienite, sienit-porfire, etc. Un istoric mai complet privitor la toate banatitele din Banat se găsește în lucrarea lui P. Rozlozsnik și K. Emszt (62).

Institutul Geologic al României

1876. J. Szabó (73), considerându-le terțiare, și condus de ideia că rocele terțiare nu pot fi numite diorite, le-a determinat ca «Andesin-Quarz-Trachyte».

1879, respectiv 1886. G. v. Rath (52—54), apoi Hj. Sjögren (71), le numesc «Quarzdiorite». Rath arată marea asemănare ce o are roca principală cu tonalitele din Adamello și cu dioritul dela Schemnitz (Štiavnica).

1895. W. C. Brögger (9) încearcă cel dintâiu să limiteze noțiunea de banatit și să o întrebuințeze ca denumire pentru anumite roce, contrar înțelesului pe care i-a dat-o Cotta. Bazându-se pe o analiză de banatit dela Sasca, făcută de Scheerer (66) [1]), el consideră banatitele ca făcând tranziția între monzonite și adamellite, fiind deci «mittelsaure Quarzmonzonite». El scrie: «Als eine Übergangsgruppe zwischen den als Monzoniten und den als Adamelliten bezeichneten Gesteinen ist in der Tabelle die kleine Gruppe der Banatite eingeschaltet, mit einem SiO_2-Spatium von ca 62—66%. Das Gestein von Szaszka im Banat liegt eben auf der Grenze» (SiO_2 = 65,84%).

1903. A. Osann, în lucrarea sa: «Über die Definition von Diorit und Gabbro» (48) împarte familia dioritelor în cuarțdiorite și diorite. Cuarțdioritele le împarte în două serii: seria tonalitică, foarte acidă, aproape grani-

[1]) Reproduc aici partea referitoare la banatitul dela Sasca din lucrarea lui Scheerer, care e greu accesibilă:

Bergrath Professor Dr. Scheerer: «Über die chemische Constitution der Plutonite». (Festschrift für das Jubiläum der Bergakademie Freiberg, 1866).

La pagina 17, sub numărul XVII:

«Syenit-Granit von Szaszka im Banat. Weisser Feldspath, Quarz, schwarzer Glimmer und mehr oder weniger eines schwarzen hornblendartigen Minerals bilden ein mittelkörniges Gemenge, welches durch hervortretende Partien des weissen Feldspaths einen porphyrartigen Habitus erhält, der sich auch — wie man besonders unter der Loupe gewahrt — durch sechsseitige Tafeln des schwarzen Glimmers documentiert. Als mächtige und weit fortsetzende gangförmige Eruptivmasse im Kalksteine (Jurakalk) aufsetzend, der am contacte körnig krystallinisch und zum Theil erzführend geworden, stellenweise auch von Contact-Silicaten (besonders Granat) durchdrungen ist. Das zur Untersuchung verwendete Stück hatte mein Freund und College Bergrath von Cotta an der Fundstätte entnommen.»

Analiza banatitului dela Sasca
(la pag. 14 sub No. XVII)

Si	65,84
Ti	0,41
Al	15,23
Fe	3,35
Mn	0,15
Ca	4,74
Mg	2,31
K	3,06
Na	2,96
H	0,98
	99,03

Institutul Geologic al României

tică, în care intră tonalitele de pe limita alpino-dinarică și seria granodioritică, care conține granodioritele din America de Nord și banatitele din Banat. Banatitul dela Sasca (analiza SCHEERER, 1866) intră în « Typus Lincoln », iar banatitul dela Dognecea (analiza NIEDZWIEDZKI, 1873), în « Typus Dognacska », stabilite de OSANN.

In manualele de petrografie găsim următoarele despre banatite:

1906. E. WEINSCHENK (77, p. 71): « Von den Quarzmonzoniten führen die meist sehr orthoklasarmen Banatite Südungarns zu den Quarzdioriten hinüber », iar mai departe, la p. 79: « Unter den Quarzdioriten sind solche, welche vorherrschend Biotit führen, Quarzglimmerdiorite, nicht allzu selten (Klausen in Südtirol), doch sind dies stets Vorkommnisse, welche besonders nahe mit den Graniten verwandt und zum Teil eher als Granito-Diorite resp. Tonalite zu bezeichnen sind: hieher gehören auch die quarzärmeren Banatite ».

1907. H. ROSENBUSCH (57, p. 293): « Bei aller Ähnlichkeit im äusseren Habitus, ist die Zusammensetzung dieser z. T. in Kreidekalk, z. T. in den kristallinen Schiefern aufsetzenden Gesteinen eine zwischen normalen Quarzdioriten, und Quarzaugitdioriten, Dioriten und Augitdioriten schwankende. Doch scheinen sowohl nach den Untersuchungen von NIEDZWIEDZKI, POSEWITZ, STERN, HUSSAK sowie nach meinen eigenen Erfahrungen die quarzhaltigen Formen zu herrschen; der Augitgehalt ist schwankend selbst an Handstücken einer und derselben Lokalität...; gewiss mit vollem Rechte parallelisiert man mit diesen Banatiten, auch die Diorite und Augitdiorite, welche bei Schemnitz zwischen den Tälern von Hodritsch und Eisenach auftreten ».

1923. ROSENBUSCH-OSANN (58, p. 194): « Als Banatite bezeichnet man hypidiomorph-körnige bis porphyrartige Eruptivgesteine, welche bei Morawitza, Dognacska, u. a. O. im Banat in naher Beziehung zu den Erzlagerstätten dieses Gebietes teils in kristallinen Schiefern, teils im Caprotinenkalk aufsetzen, den sie nach Art der Granite metamorphosiert haben. Sie umfassen tonalitähnliche Quarzdiorite und sehr quarzarme bis quarzfreie Gesteine. Durch gelegentlich reichen, sehr selten ganz fehlenden Gehalt an diopsidischem Pyroxen, schliessen sie sich an die Augitdiorite an. Dieselben Gesteinen kommen auch in der Umgebung von Schemnitz vor ».

1928. ARTHUR HOLMES (33, p. 41): « Banatite, v. COTTA. An orthoclase-bearing variety of augite-quartz-diorite (Banat) ».

1894. F. ZIRKEL (78, p. 491) cel dintâiu se ridică contra termenului « banatit »: « Unter dem petrographisch bedeutungslosen und ungültigen Localnamen Banatit...» (citează pe autorii anteriori).

1908. In fine singura lucrare mai recentă și mai completă este aceea a lui P. ROZLOZSNIK și K. EMSZT (62) cari au studiat ivirile eruptive banatitice ce se întind din regiunea Bocșei până la Dunăre, dând și prima serie modernă de analize chimice.

Institutul Geologic al României

Rozlozsnik împarte banatitele în două grupe:

I. Cuarțdiorite, diorite cuarțifere, cuarțdioritporfirite, roce dacit-andesitice și suita filoniană a cuarțdioritului: roce aplitice și roce lamprofirice (vogesite, minete augitice, spessartite, spessartite augitice) și dioritporfirite.

II. Filoanele dela Oravița—Ciclova: gabbrodiorite, diorite, sienitdiorite și suita filoniană a gabbrodioritului (roce aplitice, dioritporfirite, microgabbrouri).

El arată că varietatea predominantă este un banatit mai bogat în ortoză, care corespunde chimicește granodioritului așà cum a fost caracterizat de W. Lindgren (40). Considerând însă granodioritul ca o subgrupă mai bogată în ortoză a cuarțdioritului, Rozlozsnik se folosește de termenul c u a r ț d i o r i t pentru varietatea predominantă în regiunea Ocna de Fer—Dognecea.

Tot el văzând confuziunea ce s'a făcut cu termenul de banatit, propune să se șteargă definitiv termenul acesta din nomenclatura petrografică, cu toată prioritatea de vârstă ce o are asupra celui de granodiorit.

Din studiile noastre se va vedeà că încercările de mai sus de a definì mai deaproape noțiunea de banatit nu puteau să reușească din cauza tendinței de a se aplicà numele de banatit la o anumită rocă, deci de a se creà un tip banatitic, avându-se mai totdeauna ca bază cele două vechi analize ale lui Scheerer (Sasca) și Niedzwiedzki (Dognecea). Dar variațiunile de textură și de compoziție mineralogică calitativă și cantitativă au făcut ca aceste definiții să fie mai totdeauna neclare uneori complet greșite. Aceste definițiuni neținând seamă de condițiunile naturale de zăcământ și diferențiere erau ceva arbitrar și se puteau aplicà la o anumită secțiune subțire. Aceasta se explică prin lipsa unui studiu de ansamblu asupra diferențierii magmatice a acestor roce.

S'a făcut însă rău că s'a părăsit vechiul sens dat de Cotta noțiunii de banatit, care a vrut să înțeleagă prin ea ceeace numim astăzi o provincie petrografică și nu o anumită rocă. Din cauza acestei denaturări a vechiului înțeles al noțiunii de banatit aș fi fost și eu de aceeaș părere cu Rozlozsnik că termenul de banatit trebuie șters. Totuș cred că e profitabil să-l păstrăm pentru denumirea ansamblului de roce eruptive cretacice superioare din Banat în sensul lui Cotta, adică să nu vorbim de «banatit tipic» sau de «banatit» ca o anumită rocă eruptivă de o anumită compoziție chimică și mineralogică, ci să vorbim de «provincia banatitelor», de «diferențierea banatitelor», de «massive banatitice», de «suita filoniană banatitică», de «lamprofire banatitice», de «banatite» în sens general.

Cel mai bun lucru e să redau aici părțile respective din lucrarea lui Cotta din care se vede foarte clar ce a vrut el să înțeleagă prin banatit. La pg. 13 din lucrarea lui asupra zăcămintelor de minereuri din Banat și Serbia, sub titlul «Die Eruptivgesteine (Banatite)» găsim:

«Die Eruptivgesteine, welche innerhalb des Banat am Westrande der sedimentären Gebirgsdecke, theils unmittelbar an dieser Grenze, theils noch

Institutul Geologic al României

im Kalksteingebiet, theils schon ganz im Glimmerschiefergebiet, hervortreten, und deren einzelne Eruptionsstellen fast in gerader Linie von Süd nach Nord auf einander folgen, sind bisher theils als Syenite theils als Granite bezeichnet worden. Wir werden sehen, dass sie zwar Syeniten und Graniten sehr ähnlich sind, aber doch von der normalen Zusammensetzung beider dieser Gesteine etwas abweichen, während sie auch unter sich nach Textur und Mengung so stark variiren, dass man sie vom petrographischen Standpunkte aus nicht füglich unter einem Namen vereinigen kann. Trotz dem gehören alle diese Variationen geologisch so entschieden zusammen, dass aus dieser Rücksicht eine gemeinsame Bezeichnung für dieselben höchst wünschenswert ist. Ich will sie deshalb hier sämmtlich als B a n a t i t e bezeichnen, ohne damit einen neuen Namen in die Gesteinslehre einzuführen, d. h. ich verstehe unter Banatit kein Gestein von bestimmter Zusammensetzung oder Textur, sondern den Inbegriff aller Eruptivmassen, welche im Banat und den angrenzenden Ländern jedenfalls erst nach Ablagerung der Juraformation, wahrscheinlich sogar erst nach Ablagerung der Kreidebildungen, aber vor den Basalten, und gegenseitig ungefähr gleichzeitig, empor eingedrungen sind.

Es versteht sich von selbst, dass mich diese gemeinsame Bezeichnung aller nicht von der Trennung und Beschreibung der Einzelnen abhalten wird, die sich dem Granit, Syenit, Timazit, Diorit, Aphanit, Diabas, Granitporphyr, Felsitfels und der Minette mehr oder weniger anschliessen, die aber trotzdem eine gemeinsame und ungefähr gleichzeitige Entstehung haben ».

Cât de necesară este denumirea colectivă de banatite se vede și din lucrarea lui S. v. SZENTPÉTERY asupra rocelor eruptive cretacice superioare din Munții Drocei (74), unde apar mereu termeni ca aceștia: « massa granit-granodioritică », « rocele granito-dioritice (în sensul lui ROSENBUSCH) », « rocele granodioritice », ș. a. m. d., pentru a evità probabil, conform recomandării lui ROZLOZSNIK, folosirea termenului banatit. SZENTPÉTERY accentuează că aceste roce nu sunt intermediare între granite și diorite, cum ar arătà numirile de mai sus ale lor ci sunt roce variate care stau între familiile granitelor, sienitelor și dioritelor.

Dar mai bine să citez pasajul respectiv, din lucrarea lui SZENTPÉTERY:

« Vor allem muss ich hier hervorheben, worauf z. T. J. von SZÁDECZKY beim Rézbányaer Dacogranit bereits zielte, dass die Drócsaer verschiedenen Granodioritarten (auch die Amphibolgranititarten) nicht zwischem Granit und dem Diorit stehende Glieder sind, wie es ihr Name zeigen würde sondern solche Gesteine, welche zwischen den Granit-, Syenit- und Dioritfamilien stehen. Ihre grosse Mannigfaltigkeit entspringt direct davon, dass einzelne ihrer Glieder einen eher granitischen, andere einen eher syenitischen, wieder andere eher einen dioritischen Charakter zeigen und zwar nach dem Grade und der Qualität der Differentiation. Einige Granodiorite sinken bis zur

Institutul Geologic al României

Basizität der quarzfreien Diorite, ohne ihre wiederholt hervorgehobenen granodioritischen Eigenschaften zu verlieren. In ihren meisten Gliedern finden sich aber die Charaktere aller dreier Familien vor, was auch aus den Ergebnissen der petrochemischen Methoden gut ersichtlich ist».

Cu atât mai mult se impune un nume general pentru toată această variațiune de roce eruptive pe care altfel nu o putem cuprinde cu un singur termen petrografic. Și această denumire generală este: banatit în vechiul sens al lui COTTA.

II. RĂSPÂNDIREA, MODUL DE IVIRE ȘI DESCRIEREA MEGASCOPICĂ A BANATITELOR

Rocele eruptive banatitice din regiunea de care ne ocupăm, fac parte din seria de iviri banatitice izolate, mari și mici, de vârstă cretacică superioară, ce se înlănțuie dealungul unei direcțiuni aproximativ N-S la marginea de apus a Munților Banatului, între Dunăre și Mureș, în zona limitrofă dintre Carpați și Depresiunea Pannonică.

La Nord de Mureș găsim iviri de roce asemănătoare în munții Drocei, în regiunea Soborșin. Din studiul lui S. v. SZENTPÉTERY (74), reiese că avem de a face cu roce granito-dioritice identice cu banatitele. După același autor, înrudite cu acestea sunt și rocele eruptive de vârstă cretacică superioară, din regiunea Baia de Criș—Zam și din munții Bihorului.

La Sud de Dunăre, banatitele se continuă și în Iugoslavia.

Poziția tectonică a banatitelor a fost asemuită de É. ARGAND (1) cu aceea a «cicatricei tonalitice» (MICHEL LÉVY) sau a «granitelor periadriatice» (SALOMON) de pe linia alpino-dinarică.

* * *

In regiunea noastră, rocele eruptive banatitice formează un massiv și o serie de apofize și filoane în jurul lui și dealungul zonelor tectonice ale regiunii.

Ne vom ocupă întâiu de descrierea geologică a corpurilor eruptive în ordinea importanței lor așă cum a fost dată mai sus. In subcapitolul următor vom da descrierea petrografică a rocelor.

A) Massivul Ocna de Fer—Dognecea

In partea sud-vestică a regiunii, un massiv de roce eruptive banatitice străbate fundamentul de șisturi cristaline și zona calcarelor mesozoice, în direcție aproximativ N-S, între Văsiova și Dognecea. In partea de Nord, în V. Bârzavei, el se leagă cu marele massiv banatitic al Bocșei (Arenișș), iar spre Sud se efilează treptat la Dognecea.

Institutul Geologic al României

In lucrarea de față a fost studiată numai partea dela N de Valea Lacului Mic (Dognecea), lungă de 8 km și lată de cca 1—4 km.

Forma acestui massiv este foarte curioasă din cauza petecelor și prelungirilor de șisturi cristaline ce acoperă massivul mai ales în părțile sale mai înalte și care reprezintă mărturii rămase din acoperișul massivului banatitic. Părți din acoperiș găsim mai multe și anume dela N la S:

a) In regiunea Godinova, unde sedimentele ponțiene maschează massivul și acoperișul său de șisturi cristaline. După cum se pare, șisturile cristaline dela Bocșa Nouă—Tâlva Drenii nu sunt izolate în massivul banatitic (Pl. IV, Fig. 1), ci se leagă spre SW pe sub depozitele ponțiene, cu zona șisturilor cristaline dela Sud;

b) Un petec pe Cracul cu Aur și Gruniul cu Butoară, aproximativ delimitat de izohipsa de cca 400 m;

c) O prelungire a șisturilor cristaline pe cracul dintre cele două Friptori;

d) O mică enclavă scufundată din acoperiș, pe Og. Friptoria Mare;

e) Massa de șisturi cristaline și calcare a D. Dănilii, reprezentând în acelaș timp culmea cea mai ridicată a regiunii;

f) O mică enclavă pe un afluent din stânga al Og. Buzărin;

g) Petecul dela Sud de Og. Buzărin;

h) O serie de petece de șisturi cristaline pe Culmea Glück Auf [1]), foarte des străbătută de porfire silicifiate și cuarțuri hidrotermale, încât prezența șisturilor cristaline se poate dovedi numai cu ajutorul blocurilor cu structură paralelă întâlnite pe culme și sub ea, precum și cu ajutorul blocurilor de corneene găsite la obârșiile micilor ogașe ce coboară spre Est în V. Dognecei; spre Sud lucrurile devin mai clare, șisturile cristaline desvoltându-se în V. Simion și Iuda.

Prelungirea de șisturi cristaline de pe Culmea Terezia dată pe harta lui Gy. Halaváts (29) nu există. Acolo este de fapt un depozit ponțian (cf. capitolul Neozoicului).

Massivul banatitic reprezintă deci partea superioară a unui lacolit, cum ne arată resturile din boltă enumerate mai sus și cu ajutorul cărora aceasta se poate aproximativ reconstitui. Bolta se ridică din V. Dognecei, trece pe sub Culmea Glück Auf, se continuă sub Dănila și sub petecul de șisturi cristaline de pe Cracul cu Aur, cufundându-se apoi pe de o parte sub Dealul Mare, pe de alta sub Gruniul cu Cale, iar spre N ea se ridică probabil spre massivul Bocșei. Bolta trebuie să fie însă mult mai neregulată, cu un relief de ridicături și scoborîturi, după cum se poate deduce din faptul că nu s'a atins încă fundul sinclinalului de calcare din D. Dănilii, deși galeriile cele mai adânci de exploatare a minereului de fer (Reichenstein) se află sub nivelul V. Moraviței care de aici până la obârșia ei trece numai prin massivul banatitic.

[1]) Culmea Norocului pe harta silvică U. D. R. a ocolului Dognecea.

Institutul Geologic al României

In Valea Moraviței, ceva mai la vale de gura Partoșului, în malul drept, se vede cum massivul banatitic se ridică treptat de sub gneisele înclinate cu 35—50° la Est. In general se observă că șisturile cristaline din jurul massivului banatitic au tendința de cădere periclinală.

Massivul banatitic e format în cea mai mare parte din roce granodioritice, pe lângă care găsim în partea nordică roce granitice și aplitice. Sub acoperișul de șisturi cristaline al lacolitului banatitic a domnit o atmosferă de neliniște și de labilitate continuă, care explică variabilitatea compoziției mineralogice, a structurii și texturii rocelor, cum vom vedeà mai jos. Afară de aceasta în regiunile periferice de sub acoperiș, rocele massivului au suferit transformări pneumatolitice-hidrotermale intense, au fost impregnate uneori cu minereuri sau au fost străbătute de roce filoniene acide.

In partea de Nord a massivului, de ambele părți ale Văii Moraviței, predomină granitele banatitice, bogate în ortoză și sărace în minerale feromagneziene, roce de culoare cenușie-rozee, cu structura grăunțoasă, măruntă și adeseori porfirică. Cu ochiul liber recunoaștem un feldspat roz (ortoza), grăunțele de cuarț și fluturașii sporadici de biotită, iar în varietatea porfirică se impun mai mult și plagioclașii albi porfirici și bastonașele verzi de amfiboli. Inspre Nord, această diferențiere granitică se întinde până în Og. cu Imală și Og. Căpitanului, unde rocele sunt mai adesea alterate într'o arenă leucocrată, roz-cenușie și iau aspecte ce fac tranziția la rocele aplitice frecuente în această parte a massivului banatitic.

Inspre Sud granitele banatitice sunt înlocuite de granodiorite care alcătuesc cea mai mare parte a massivului eruptiv. Sunt roce de culoare cenușie deschisă cu grăuntele mijlociu, foarte adesea slab porfirice. Față de granite, ortoza e mult mai redusă, iar plagioclașii idiomorfi înconjurați de hornblende, biotite, feldspați și cuarț, dau caracteristica megascopică a rocei. Structura, textura și compoziția mineralogică procentuală a acestor granodiorite variază în anumite limite și dintr'un loc într'altul al massivului, dând aspectul capriciozității și hazardului, fenomen caracteristic banatitelor. Ținând însă socoteala de faptul că ne aflăm într'o regiune periferică nu departe de bolta neregulată a lacolitului banatitic, această variabilitate devine explicabilă. Este însă imposibil de a cartà toate aceste variațiuni din cauza capriciozității lor și din cauză că cele mai multe nu se pot urmări decât microscopic. Această observațiune se aplică și la restul banatitelor.

Din studiul microscopic al granodioritelor din diferitele părți ale massivului, se desprinde impresia generală că aceste roce sunt puțin mai acide în partea de Nord (în cariera din V. Groza Mare granodioritul e ceva mai bogat în ortoză și pare a reprezentà structural o rocă mai depărtată de marginile massivului), iar în partea de Sud ele devin ceva mai mărunte și mai închise la culoare, din cauza cantității ceva mai mari de minerale feromagneziene, rocele

Institutul Geologic al României

devenind puțin mai bazice. Aceasta nu împiedecă să găsim în partea Dognecei și granodiorite mai acide, mai deschise la culoare și cu structură porfirică, făcând oarecum tranziția la granodiorit-porfiritele mai acide.

In unele părți am observat granodiorite mai rozee foarte asemănătoare cu granitele banatitice porfirice din V. Moraviței inferioare (ex. Og. La Salca, afluentul Moraviței superioare; Og. Friptoria Mare, la deal de enclava de corneene). E probabil că aceste faciesuri granitice să fie mai frecvente, dar desvoltarea lor e greu de urmărit din cauza stării de alterație și de dezagregare a rocelor din massivul banatitic. Pe de altă parte ele se confundă cu granodioritele porfirice mai acide sau cu granodioritele mai puțin alterate, care pot devenì mai deschise la culoare, încât pe teren par a fi granitice; microscopul însă ne arată adesea că nu avem a face decât tot cu granodiorite.

In granodiorite găsim destul de des mici separațiuni melanocrate, dela câțiva centimetri până la câțiva metri diametru. Ele au grăuntele mai mărunt decât granodioritele și sunt și mai bogate în mafite decât acestea, deaceea și culoarea lor e mai închisă, cenușie-negricioasă. Câte un plagioclas, hornblendă sau biotită mai răsărită joacă rol de fenocristal. Pe hartă am însemnat prin câte un cerc verde locurile unde aceste separațiuni mi-au atras mai mult atenția. Separațiuni mai mari am găsit pe Og. Buzărin (ca 1—2 m în diametru) și pe V. Dognecei, vis-à-vis de Og. Opârnecea, într'o carieră părăsită în care se văd blocuri mari provenite dintr'o separațiune probabil de mai mulți metri în diametru. Pe Og. Opârnecea separațiunile sunt destul de frecvente. Faciesuri marginale propriu zise sunt greu de observat la acest massiv.

In jurul massivului și în părțile superioare ale lui întâlnim aplite și micropegmatite frecvente. Acestea sunt roce mărunt grăunțoase, uneori compacte, albicioase, gălbui, rozee. Structura lor este adesea inomogenă, părți cu grăuntele de câțiva mm fiind alături cu porțiuni compacte. Când bobul e mai mare se recunoaște biotita, cuarțul, ortoza, plagioclasul, foarte rar și o hornblendă (Terezia Mare); deasemenea pe fețele lucitoare de ortoză, putem observà fine concreșteri micropegmatitice. Din cauză că tocmai marginile și părțile înalte ale massivului sunt alterate, e destul de greu să localizăm aceste roce, ele întâlnindu-se frecvent și în stare alterată de arenă aplitică. Granitul banatitic trece spre N și NE în roce aplitice, cum am spus mai sus, care fac parte din massivul însuș la marginea diferențierii granitice. Sub sedimentele ponțiene găsim aplitele pe Og. cu Piatră și Og. Fiului (afluenții Og. Bădrile dela Văsiova) și pe ogașul dela grajdurile U. D. R. din V. Moraviței (cantonul silvic Groza).

Pe lângă acestea, o mulțime de filoane aplitice străbat petecele de șisturi cristaline alterate din această parte și banatitele din apropiere. Filoane de

Institutul Geologic al României

aplite se găsesc însă cam peste tot înăuntrul și la marginile massivului banatitic. Ele mi-au atras atenția în următoarele locuri: în cariera din V. Groza Mare; în Terezia Mare în peretele alterat dela Est, formând filonașe paralele în rocele gabbroide; pe Og. Țiganului; pe Og. Dealovăț; între obârșia Buzărinului și obârșia Vintilii; la Cauna Nouă, în haldele dela exploatările din apropiere [1]). Micropegmatite am recoltat pe Og. Almăjan [2]) la SE de massiv (două filoane); pe Og. Tomii în marginea apofizei banatitice din V. Ferendiei și în cariera din V. Groza Mare. Ele sunt însă cu siguranță mult mai frecvente; structura lor specială văzându-se de obiceiu abia sub microscop, e greu să ne dăm seama de răspândirea lor.

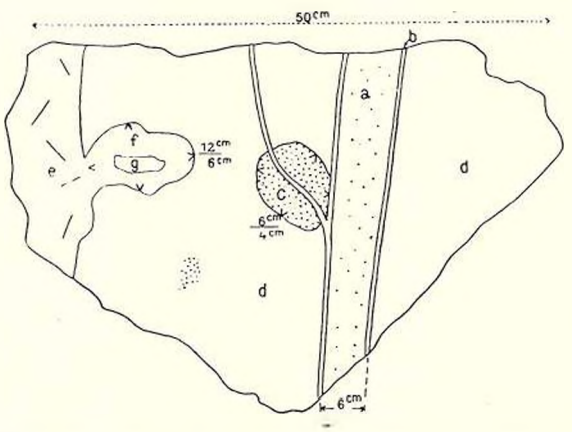


Fig. 17. Detaliu dintr'un bloc de granodiorit bogat în ortoză. Cariera Groza Mare, Ocna de Fer.

a. Aplit biotitic
b. Salbanda aplitului (fără biotite, gros. 3 m/m)
c. Separațiune melanocrată
d. Granodiorit bogat în ortoză
e. Aplit micropegmatitic cu biotite mari
f. Cuib ortozic (cu albită și cuarț)
g. Cuib albitic (cu cuarț și biotită).

In cariera din V. Groza Mare, pe lângă filoanele aplitice și micropegmatitice, întâlnim și cuiburi pegmatitice cu cristale de câțiva cm de ortoză, cuarț, plăci subțiri de biotită neagră, cristale mai mici albe de albită și ace verzi de epidot. Aceste minerale pot fi găsite formând și cristale libere crescute în mici geode miarolitice.

Fig. 17 arată un detaliu dintr'un bloc din această carieră și raporturile dintre roce.

Nu lipsesc nici filonașe de cuarț eruptiv cu rari feldspați plutind în massa de cuarț. Ele fiind subțiri scapă adesea observației. Am găsit filonașe paralele de cuarț de 2—6 cm grosime, asociate și cu aplite în granodioritul din malul drept al Lacului Mic aproape de capătul lui din sus (Dognecea).

Aplitele și micropegmatitele joacă un rol mai mare înspre Nord, mai ales în massivul Bocșei, unde par a formă masse puternice în diferite locuri (29, 30, 62). Le-am observat deocamdată în jurul șisturilor cristaline dela

[1]) Aceste aplite sunt descrise de ROZLOZSNIK (62, p. 276—277 sub Nr. 125).
[2]) Zis și Potolovățul, Pleșului, etc.

Institutul Geologic al României

Bocșa Nouă—Tâlva Drenii unde sunt foarte frecvente, străbătând des granodioritul, încât în unele părți, acesta se vede rar (Og. cu Piatră și Og. Zelin, afluenții stângi ai Văii Bichiștin).

In massivul banatitic joacă un rol important fenomenele hidrotermale, reprezentate mai ales prin cuarțuri hidrotermale, roce porfirice și keratofirice intens transformate, asociate adesea cu ceva minereu oligistic sau mai ales piritos, uneori slab aurifer. Toate mineralele afară de cuarț au fost transformate.

Rocele acestea le vom numì pentru ușurință, dar provizoriu, roce hidrotermalizate. Ele sunt albicioase, gălbui-ruginii sau brunii, pământoase sau felsitice-cornoase. Sunt foarte abundente în regiunea Cracu cu Aur unde au dat ocazie, din cauza unui conținut slab de aur, la numeroase încercări de exploatare, din care cele mai importante sunt cele făcute de Romani chiar pe Cracu cu Aur. Găsim aici un întreg sistem de galerii, puțuri și halde vechi. Se mai văd numeroase exploatări vechi în văile și dealurile dimprejur, pe la marginea massivului sau sub acoperișul lui, sub petecul de șist cristalin. In cele mai multe am aflat aceleași roce hidrotermalizate și alterate care au fost urmărite de mineri.

Pe unele halde, pe drumul din coasta stângă a Og. Friptoria Mare, se găsesc și niște porfire verzi, având toate mineralele afară de cuarț complet cloritizate, de sigur tot în legătură cu soluțiuni hidrotermale mineralizate. Intr'o rocă verde pământoasă, pe panta care suie pe cracul dintre cele două Friptori, am găsit vinișoare de oligistă.

Și mai frecvente sunt rocele hidrotermalizate, în partea dela Dognecea a massivului. Cuarțuri hidrotermale și porfire silicifiate se întâlnesc la tot pasul pe Culmea Glück Auf și în partea superioară a tuturor ogașelor ce coboară din ea. Pe afluenții Văii Mărcuș se găsesc adevărate filoane hidrotermale de câțiva metri grosime ce se pot urmări de pe un afluent pe altul formând masse de stânci proeminente. Cel mai puternic este cel de lângă confluența ogașelor Bălean și Moim; el este de 2 m grosime și are direcția N 60 W. Mai găsim roce hidrotermalizate pe Cracul Mărcuș, Culmea Bradului și în basinul Og. Bradului, unde fenomenele hidrotermale au fost foarte intense în partea mijlocie și inferioară, încât se întâlnesc mai multe roce hidrotermalizate decât banatite netransformate. In schimb, pe Valea Lacului Mic, fenomenele hidrotermale par a lipsì cu totul.

Pe ogașul Inoguțuloane se găsește un filon de keratofir complet hidrotermalizat. Roca seamănă cu o parte din rocele filonului de pe Og. Bălean. Are culoarea cenușie deschisă, uneori compactă, alteori are o textură paralelă din cauza vinișoarelor subțiri de carbonați. Se pot vedeà forme feldspatice verzi și grăunțe mici de cuarț alb-lăptoase. Roca e învelită într'o crustă limonitică subțire, are aspectul frumos și proaspăt și se formatizează foarte lesne, sărind și sunând ca porțelanul sub loviturile ciocanului.

Institutul Geologic al României

Urme de exploatări vechi, afară de cele de pe Cracu cu Aur, am întâlnit numai pe Og. Buzărin și la obârșia lui, la capătul de NW al Culmei Glück Auf, tot în căutarea aurului.

B) Apofizele de banatite

In apropierea massivului descris mai sus se întâlnesc câteva iviri de corpuri eruptive cu dimensiuni de câteva zeci până la câteva sute de metri și care pot fi considerate ca digitațiuni sau apofize ale massei banatitice de care îi separă o distanță de câteva sute de metri. Numai apofiza din V. Ferendiei se află la 2 km depărtare de massivul banatitic.

Apofizele acestea sunt caracterizate printr'o mare variabilitate de structură și compoziție, aspectele megascopice și microscopice ale rocelor care le constituesc variind aproape la tot pasul, încât tot felul de tranziținni se pot observà între ele.

Rocele apofizelor sunt holocristaline grăunțoase, cu mărimea grăuntelui variabilă. Uneori au structura porfirică. Ele au compoziținni care variază dela aceea granitică până la cea gabbroidă. Mai frecventă pare a fi o compoziținne medie granogabbroidă.

Explicațiunea acestei variabilități a apofizelor banatitice trebuie căutată în diversitatea condițiunilor fizico-chimice dinăuntrul și dimprejurul acestor mici corpuri magmatice puse în loc în apropierea sau chiar în interiorul zonei de calcare, teatrul unor complicate fenomene de contact pneumatolitice și hidrotermale, care au acționat nu numai asupra rocelor sedimentare și a șisturilor cristaline ci și asupra rocelor eruptive însăși precum și foarte probabil asupra diferențierii lor înăuntrul apofizelor.

Să urmărim puțin fiecare apofiză în parte.

a) Apofiza din galeria Reichenstein II (Dealul Dănilii)

In dreptul galeriei care intră la capătul de Sud al «zăcământului de mijloc partea nouă», se află deschisă, pe o lungime de câteva zeci de metri, în galeria principală, o apofiză alcătuită din roce intermediare granito-granodioritice, roz-violacee, cu bobul mărunt, uneori porfirice, deosebindu-se plagioclași, hornblende și biotite într'o pastă măruntă și aplitică. Spre marginea de Nord, ele trec în roce aplitice intermediare ceva mai bogate în plagioclași acizi decât aplitele obișnuite. Apofiza se află în apropierea massivului banatitic la 100 m depărtare în linie dreaptă dela marginea massivului deschis în galeria Reichenstein II (12).

b) Apofizele mici dintre Dănila și Terezia

O mică apofiză de o rocă intermediară granito-granodioritică rozee și cu bobul mărunt, identică cu cele de mai sus întâlnim

Institutul Geologic al României

la marginea massivului pe primul ogaș dela deal de capătul de sus al satului Ocna de Fer, pe stânga Moraviței (vezi harta).

In V. Moraviței, între massiv și apofiza Terezia, se află trei iviri banatitice alterate. In a doua ivire chiar în apa Moraviței, în dosul caselor, se vede o rocă de aspect microdioritic.

c) Apofiza Terezia

Această apofiză s'a intrus în plină zonă a calcarelor, între exploatările părăsite Terezia și Franciscus dela Ocna de Fer. Este în bună parte mascată de locuințe și de întinsele halde dela Terezia [1]).

Ea se poate studia numai în deschiderile dealungul fostului decauville din malul stâng al Moraviței [2]) și în deschiderile din peretele de NE al exploatării la zi Terezia Mare. Dimensiunile ei sunt de 250—400 m.

Dealungul decauville-ului, mergând dela E la W, îndată după blocul de calcar dela Sud de Franciscus, întâlnim roce granogabbroide și gabbroide. Primele sunt mai închise la culoare și hornblendice, iar celelalte, cenușii-verzui și cu bobul mărunt, conțin diopside. Rocele eruptive sunt mai mult sau mai puțin impregnate cu epidoți și granați. Urmează o zonă de gneise metamorfozate la contactul rocelor eruptive. Pe o distanță de peste 100 m, peretele gneisic e ciuruit de nenumărate ochiuri eruptive contaminate prin metamorfismul de contact. Gneisele sunt intens metamorfozate conținând granați, diopside, epidoți, scapoliți, plagioclași bazici, ortoză micropertitică, zeolite ș. a. In aceste roce de contact structura paralelă și uneori oculară a gneiselor e mai adesea perfect păstrată. Urmează gneise epidotizate, iar mai încolo gneisele își reiau un aspect de ortogneise care sub microscop se arată a fi produs de pături și ochi de ortoză micro- și criptopertitică.

In fața galeriei Terezia și în dosul caselor dela vale de magazia U. D. R.[3]) reapare apofiza eruptivă, deastădată mai curată. Roca de aici este un granogabbro frumos, de culoare cenușie-albăstruie, cu grăuntele mijlociu. In acesta se deosebesc numeroase hornblende negre-verzui care dau culoarea mai închisă a rocei, iar printre hornblende se recunosc plagioclașii, ortozele și puțină pirită. O ușoară nuanță violacee se datorește ortozei. In altă parte roca are bobul mai mărunt și conține și biotită.

In peretele de NE și E al groapei Terezia Mare, e deschisă marginea apofizei, alcătuită aici din o parte centrală cuarțgabbroidă asemănătoare granogabbroului de mai sus, având însă o culoare mai închisă din cauza bogăției în fenocristale de hornblendă și lipsei ortozei. La poalele

[1]) După vechile schițe miniere, cea mai mare parte din locul ocupat azi de haldele Terezia se află pe această apofiză.

[2]) Potecă frecventată și denumită de localnici «Pe Știric» (dela Strecke).

[3]) U. D. R. = Uzinele de fer și Domeniile din Reșița.

Institutul Geologic al României

acestui perete și la marginea apofizei apar roce negricioase cu grăuntele mărunt, în care se vede uneori mai sporadic, alteori mai des, o hornblendă neagră-verzuie (sienogabbro respectiv melagabbro). Microscopul ne arată că avem aface cu roce contaminate la contact.

In partea alterată din dreapta deschiderii din Terezia Mare rocele au suferit transformări puternice. Megascopic observăm aceeaș structură, dar massa feldspatică în care sunt prinse hornblendele verzi este albă-gălbue. Vine de epidot străbat roca în toate părțile.

In fundul groapei, în partea dreaptă a peretelui descris și în partea superioară a aceluiaș perete, deasupra cuarțgabbroului, se întâlnesc părți granodioritporfiritice, probabil filoniene, iar în partea alterată dela capătul din dreapta sus al peretelui străbat filoane paralele de aplite, ce par aproape orizontale. Sunt aplite granitice bazice cu plagioclași zonați. Rocele au culoarea roză sau cenușie și prezintă uneori fenocristale de amfiboli.

La marginea apofizei apare skarnul. Suprafața de contact este foarte neregulată din cauză că roca eruptivă se impregnează neregulat cu minerale de contact, încât la fiecare pas avem o schimbare capricioasă de aspecte eruptive mai mult sau mai puțin contaminate și skarnuri de compoziție variată (epidot, diopsid, granat, rar scapolit, diverse mice verzi, minereuri și altele).

d) Apofiza din partea de NW a Tereziei Mari

Probabil tot în legătură cu apofiza Terezia este ivirea eruptivă din partea de NW a Tereziei Mari lângă capătul massei de calcar și la E de galeria care punea în legătură Terezia Mare cu V. Moraviței. Roca acestei mici apofize este un granodiorit cu structură divergentă, cenușiu-verzui, în care se văd frecvente bastonașe de hornblendă și plagioclași și puține biotite de dimensiuni de câțiva mm, într'o pastă măruntă. In galeria dedesubt am găsit un granogabbro. In partea de jos apofiza vine în contact cu un malchit.

e) Granogabbroul din mina Paulus

In exploatarea la zi Paulus se găsesc blocuri de un granogabbro tipic, identic cu cel descris din apofiza Terezia, de lângă magazia U. D. R. Blocurile provin din galeriile dedesubt și aparțin probabil tot unei apofize astăzi inaccesibilă. Analiza 8 reprezintă această rocă.

f) Apofiza din Valea Ferendiei

La jumătatea drumului între Og. cu Bureți și zona calcarelor, în V. Ferendiei și Og. Tomii, se desvoltă o apofiză banatitică de cca 300 m lungime și 100 m lățime, alcătuită din roce foarte variate ca structură și compoziție.

Institutul Geologic al României

Cea mai mare parte a apofizei o formează un granodiorit (vezi analiza 5) deschis în Og. Tomii, dealungul decauville-ului ce trece pe stânga Ferendiei, și în V. Ferendiei lângă confluența Og. Tomii. Este o rocă granodioritică cenușie și cu bobul mărunt, în care se recunoaște plagioclasul, o bogată impregnație de biotite mărunte și pirită. Se pot vedeà plagioclași și biotite mai răsărite, încât uneori avem tipuri porfirice. In V. Ferendiei am găsit și o varietate amfibolică mai bazică, granogabbroidă.

Infățișarea megascopică și microscopică a acestor roce are un caracter puțin aparte (cf. descrierea microscopică a rocei la pg. 173).

In digitațiunea acestei apofize deschisă în cotitura V. Ferendiei, la cca 120 m la deal de confluența Og. Tomii, se întâlnesc o sumă de roce destul de variate dintr'un punct într'altul. Rocele predominante sunt gabbrouri și granogabbrouri.

Gabbrourile sunt roce verzui-brunii, cu grăuntele mijlociu, presărate cu pirotină și în care se pot deosebì feldspați brunii-verzui și cu oarecare greutate un mineral verde închis care sub microscop se arată a fi când diopsid, când amfibol.

Granogabbrourile din această apofiză sunt roce cu o structură și o compoziținne variabilă. Unele, verzui-cenușii, conțin bastonașe subțiri de amfibol până la 5 mm lungime, dând un aspect divergent rocei; altele sunt bogate în foițe mici de biotită, prinse într'o massă cenușie-albăstruie în care se mai recunosc câțiva amfiboli; iar altele, cenușii-verzui, au o structură inomogenă cu dungi mărunte și compacte, alternând cu părți pegmatoide și porfirice, cu fenocristale negre-verzui de amfiboli (2:5 mm) într'o pastă cenușie-verzuie; varietatea amfibolică a granodioritului de mai sus este de fapt tot granogabbroidă.

Sub microscop se poate urmări și mai bine această variație neliniștită în structură și compoziție (cf. descrierea petrografică pg. 174). Aceste roce diferă puțin de granogabbrourile apofizei Paulus și Terezia.

Tot în această parte mai întâlnim roce cari par a fi produsele unor procese complicate de metamorfism (autopneumatoliză?, asimilațiune?). Unele roce sunt verzui-gălbui, datorită epidotului ce-l conțin; megascopic se recunoaște un amfibol verde-închis și puțină pirită într'o pastă compactă. Alte roce sunt de culoare verde-închisă, au cruste limonitice și sunt alcătuite aproape exclusiv din amfiboli printre cari se văd presărate mici pete albicioase-gălbui feldspatice.

La marginea răsăriteană a digitațiunii, sub drumul de pe malul drept al apei, am aflat o rocă neagră cu nuanță brună, aproape compactă în care se ghicesc hornblendele mărunte, după luciul lor mătăsos. Se vede și puțină pirotină. Roca este de fapt un lamprofir.

La marginea apofizei din V. Ferendiei, pe Og. Tomii, aproape de gura acestuia se află un micropegmatit plagioclasic.

Institutul Geologic al României

g) Alte apofize banatitice

Afară de apofizele descrise mai sunt și altele pe care nu le-am studiat mai deaproape. Astfel la intrarea galeriei Reichenstein I este o apofiză de vreo 30 m, din care posed numai o secțiune de rocă spessartitită negricioasă-verzuie și piritoasă, probabil o separațiune.

O apofiză mai importantă este aceea din V. Binișului. Roca este un granogabbro cu bobul mărunt. In ogașul de pe dreapta văii am găsit blocuri de epidotit.

La obârșia Izvorului Negru, este iarăș o apofiză banatitică, care în partea nord-estică e formată dintr'un granogabbro porfiric, iar în partea sud-vestică, dintr'un granodiorit foarte alterat, încât se recunoaște doar prin ochii albi feldspatici și foițele hexagonale de biotită.

Tot apofize banatitice, foarte probabil granodioritice, sunt micile iviri alterate dela N de Culmea Călabăr și dela galeria căzută de lângă obârșia afluentului drept al Og. Bălean (afluentul V. Mărcuș, Dognecea).

C) Suita filoniană

Rocele filoniene care reprezintă suita filoniană a massivului banatitic sunt roce variate, dela cele mai acide până la cele mai bazice. Ele însă nu variază mult în interiorul aceluiaș filon, — cum am văzut la apofize, — afară de unele excepțiuni filoanele având o compoziție uniformă.

Putem deosebì următoarele feluri de filoane:

a) Filoane de aplit, micropegmatit și cuarț eruptiv

Despre aceste roce am vorbit cu ocazia descrierii massivului banatitic și a apofizei Terezia și am văzut acolo că ele pot formà nu numai filoane ci și cuiburi și masse diferențiate în massiv, poate uneori apofize pe la marginile acestuia. Din cauza alterațiunii și lipsei deschiderilor favorabile e foarte adeseori greu de judecat asupra felului de ivire.

Filoanele aplitice au de obiceiu dimensiuni de câțiva cm sau dm. Uneori nu au limite nete față de granodioritul în care se află, ceeace înseamnă că s'au intrus spre finele consolidării acestuia. Alteori prezintă o salbandă compactă, îngustă și cu limită netă, în care caz ele sunt posterioare consolidării massivului (Fig. 17, pag. 138.).

b) Filoane de cuarț keratofir și de cuarț hidrotermal

C u a r ț k e r a t o f i r e l e sunt roce porfirice cu fenocristale albitice, albe sau gălbui, și mai rar de cuarț, cuprinse într'o pastă compactă cu aspect uneori pământos și de culoare albicioasă și verzuie.

Ele se întâlnesc dealungul liniilor de dislocațiune. Astfel, dealungul zonei calcarelor, în flancul lor răsăritean, întâlnim filonul din Og. Buchin (analiza

Institutul Geologic al României

Nr. 2), gros de vreo 8 m, ce se poate urmări prin blocuri până în Og. Colțanului și se regăsește în V. Bârzavei și V. Măgurii în aceeaș poziție relativă față de calcare. Mai frecvente sunt keratofirele dealungul zonei de încălecare dintre complexul gneiselor micacee și complexul rocelor verzi, cum se vede și pe hartă. Ele sunt mai desvoltate pe Ogașul dela Firizi (cca 80 m lățime), pe Og. Harca și la obârșia Og. Ciobanului.

Am mai văzut keratofire în zona milonitică, pe Og. Bălului și în Poiana Pravățului (Dognecea).

Aspecte asemănătoare keratofirelor se întâlnesc printre porfirele hidrotermalizate din massivul banatitic. Microscopul ne arată însă că e vorba de granodioritporfirite hidrotermalizate.

Cuarțurile hidrotermale sunt roce compacte, felsitice, cornoase, uneori zaharoide, alteori cu înfățișare brecioasă scoasă în evidență de impregnațiunile de oxizi de fer sau de fenomenele de alterațiune. Culoarea lor este albă, albăstrie, gălbuie, ruginie, brunie. Adesea conțin pirită. Afară de aceasta nici un mineral nu se poate distinge cu ochiul liber. Cuarțurile hidrotermale întovărășesc mai ales zona de încălecare dintre gneisele micacee și rocele verzi, unde formează puternice filoane ce ies în relief ca masse stâncoase pe Tâlva cu Piatră, pe Harca Bocșei și pe Cioaca lui Ion, de unde provin numeroasele blocuri de cuarț care umplu ogașele dimprejur. De pe Cioaca lui Ion se ramifică spre apus un filon de cuarț hidrotermal ce trece peste ogașele Gherghinești și Dealovăț. Și în V. Ferendiei, între conglomeratele negre dintre confluențele Og. Harca și Og. Ciobanului, se află un filon de cuarț hidrotermal de câțiva metri grosime.

Dealungul zonei milonitice dintre rocele verzi și Carboniferul superior întâlnim iarăși masse de cuarțuri hidrotermale printre cuarțitele de Tâlva Mare. Primele se deosebesc ușor prin caracteristicele lor descrise mai sus.

Rocele dimprejurul acestor filoane sunt străbătute de vinișoare de cuarț și au feldspatul complet hidrotermalizat la fel ca în rocele hidrotermalizate din massivul banatitic.

De notat strânsa legătură ce pare a există între keratofire și cuarțuri hidrotermale dealungul zonei de încălecare dintre gneisele micacee și rocele verzi. Cuarțurile hidrotermale nu sunt uneori altceva decât keratofire silicifiate și hidrotermalizate, cum am văzut unele cazuri și în massivul banatitic (keratofirele de pe Og. Inogțuloane și din filonul de pe Og. Bălean). Se observă că dealungul aceluiaș filon partea din vale o formează keratofirul, iar cea din deal massele de cuarț. Acesta este cazul cu filonul de pe Tâlva cu Piatră ca și cu cel de pe Cioaca lui Ion.

c) Filoane de granodioritporfirit și dioritporfirit

Granodioritporfiritele și dioritporfiritele sunt roce porfirice cu fenocristale de plagioclas, biotită, amfibol, mai rar de cuarț, într'o pastă micro-

Institutul Geologic al României

cristalină sau compactă, având toate nuanțele de culori între cenușiu deschis și cenușiu închis, negricios, verzui, chiar albăstrui, după cum rocele sunt mai acide sau mai bazice.

De obiceiu înăuntrul aceluiaș filon rocele nu variază mult. Ele pot prezentà însă inomogenități produse uneori de separațiuni cenușii-negricioase, microcristaline sau compacte, lipsite aproape complet de fenocristale și având caractere aproape lamprofirice, mai mult sau mai puțin malchitice-kersantitice. Alteori prin răspândirea inegală a fenocristalelor, se produc cuiburi cu aspect de banatit grăunțos, cu foarte puțină pastă și care, prin rărirea treptată a fenocristalelor, trec pe margini în dioritporfiritul obișnuit. Acest din urmă caz se poate observà de exemplu în filonul dioritporfiritic din cariera părăsită dela Cărpiniș (Fig. 18), în filonul dela Cremeniș, în filonul de pe Og. Dealovăț.

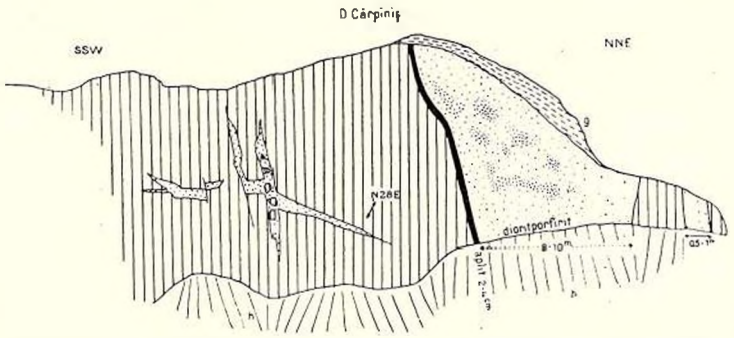


Fig. 18. Porțiune din peretele carierei părăsite din D. Cărpiniș, lângă cantonul C. F. R., dintre Văsiova și Bocșa Română.

Gneisele oculare (N 28° E) sunt verticale și sunt străbătute de dioritporfirite și aplite. In filonul mai mare se văd acumulări locale de fenocristale, încât roca, din porfirică devine pe alocuri treptat grăunțoasă.

g = Grohotiș de pantă din fragmente de gneis
h = Haldă.

Deosebirea între granodioritporfirite și dioritporfirite nu este ușor de făcut pe teren, deoarece roce de culoare închisă pot fi încă granodioritice, cum arată de ex. analiza Nr. 7 a rocei din Terezia Mică; deaceea pe hartă le-am însemnat pe toate cu același simbol π.

Filoanele acestea porfirice se întâlnesc mai frecvent în regiunea dela apus de massivul banatitic, în zona de contact a calcarelor și în regiunea rocelor verzi din V. Dognecei până în V. Locai.

Dimensiunile lor sunt de obiceiu reduse, — câțiva metri, mai rar câteva zeci de metri. Uneori sunt puternic alterate, încât abià se mai recunosc după structură, ca de ex. cele citate mai sus (Cărpiniș, etc.), filonul din V. Locai, cel de sub Tâlva Locai (acesta e și foarte piritos), și altele.

Institutul Geologic al României

In două locuri am putut stabili şi relaţiuni de vârstă între rocele filoniene:

In cariera Groza Mare un filon lamprofiric de cca 0,5 m grosime străbate granodioritul în direcţia N 60°W (Pl. VII, Fig. 3). Prin mijlocul şi dealungul acestui filon străbate un granodioritporfirit acid care prezintă faţă de lamprofir o salbandă foarte îngustă şi compactă şi include adesea fragmente din acesta din urmă (Fig. 19). Granodioritporfiritul este deci mai nou decât lamprofirul.

In Terezia Mare, jumătatea nord-estică a filonului central [1]) o formează un granodioritporfirit, iar jumătatea sud-vestică a lui, un malchit. Granodioritporfiritul prezintă o salbandă îngustă faţă de malchit, este deci mai nou decât acesta.

Pe de altă parte, rocele porfirice ce se întâlnesc în peretele de NE al Tereziei mari, deasupra şi în dreapta apofizei gabbroide, par a fi mai tinere decât aceasta (?).

Filoanele porfirice din Terezia Mare au suferit interesante fenomene de metamorfism de care ne vom ocupà pe scurt la capitolul metamorfismului de contact.

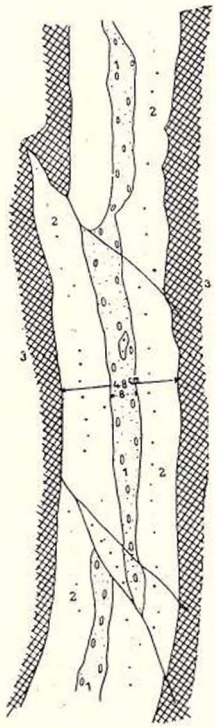


Fig. 19. Porţiune din filonul de lamprofir şi granodioritporfirit din partea sud-estică a carierei Groza Mare, Ocna de Fer. Granodioritporfiritul (1) străbate prin mijlocul lamprofirului (2), care prezintă fenocristale de plagioclaşi rari, înşiruiţi prin mijloc. Filonul este vertical şi străbate granodioritul (3) în direcţia N60°W.

d) Filoane de lamprofir

Lamprofirele sunt ceva mai rare decât celelalte roce filoniene. Ele sunt roce compacte de culoare închisă negricioasă, cu nuanţă brunie, alteori verzuie, cu atât mai deschisă cu cât rocele sunt mai alterate. In ele nu mai deosebim cu ochii liberi decât mici fenocristale răslețe de plagioclaşi, biotite sau amfiboli, care pot să şi lipsească, după felul lamprofirului. Lamprofirele formează mici filoane de câţiva metri grosime, fie în massivul banatitic, fie în rocele înconjurătoare. Până acum am întâlnit malchite, kersantite-minete, odinite şi o rocă camptonitică.

Malchitele le-am întâlnit în Terezia Mare, în Paulus (blocuri) şi pe V. Binişului lângă apofiza de granogabbro, în malul drumului forestier ce

[1]) Este un filon compus ce străbate prin mijlocul groapei Terezia Mare în direcţia NW-SE şi e bine deschis în botul peninsulei ce înaintează dinspre SE până în centrul groapei.

Institutul Geologic al României

urcă la Culmea Călabăr. Caracterul lor este omogen, toate malchitele fiind aproape la fel. Ele sunt roce plagioclasice și biotitice și sunt caracterizate prin pseudomorfoze de biotită foarte probabil după un amfibol. Malchitul de pe V. Binișului conține și o hornblendă verde.

Malchitul din Terezia Mare formează jumătatea sud-vestică a filonului central (vezi nota precedentă) și mai apare și în peretele dinspre Moravița al groapei, atât sub apofiza granodioritică din partea de NW cât și sub micul rest de terasă de abataj dela dreapta ei. Malchitul acesta e compact, negricios-cenușiu și prezintă ochiului liber, numeroase bastonașe negre, mătăsoase, de câțiva mm lungime (pseudomorfozele de biotită), puncte albicioase de feldspați cari ies mai bine în evidență pe suprafețele alterate, firicele de pirită și vinișoare subțiri verzi de amfiboli. Malchitul din Terezia Mare a suferit și el fenomene de metamorfism de contact asemănătoare cu cele dela granodioritporfirite.

In acest malchit am găsit o enclavă de granodiorit de apofiză cu amfibolii biotitizați, identic cu roca apofizei din partea de NW a Tereziei Mari și câteva enclave de un gabbro plagioclasic cu o hornblendă olive mai mult sau mai puțin biotitizată. Malchitul e mai vechiu decât granodioritporfiritul (cum am văzut mai sus), dar e mai nou decât gabbroul plagioclasic și granodioritul incluse. Malchitul dela baza apofizei de granodiorit și granogabbro din partea de NW a Tereziei Mari pare să fie și aici mai nou.

M i n e t e l e ș i k e r s a n t i t e l e sunt roce cenușii închise și cu grăuntele mărunt, pe care le-am găsit numai în galeria Reichenstein I, în ramura de pe contactul de W (care merge spre Sf. Arhangheli), la 130 m spre SW de puțul cu ludwigită ce răspunde la « Magnet-Schurf », formând un filon de 8 m grosime în calcarul metamorfic (12). Filonul este alcătuit din părți de compoziție minetică (analiza Nr. 9), în care se văd sporadic biotite fenocristale, și din părți kersantitice cu fenocristale de plagioclași și biotite ce pot deveni tot mai numeroase trecând într'o separațiune (enclavă?) cu structura granodioritică.

La contactul filonului s'a format o dungă subțire de granat și puțin epidot ce se infiltrează în pasta kersantitică, iar calcarul este transformat în minerale serpentinice (zonă marginală verde).

O d i n i t e l e sunt lamprofirele cele mai răspândite. Le-am întâlnit în granodiorite: pe V. Prihodului, Og. Corbului, în cariera Groza Mare; în gneise: în V. Bârzavei la NW de Bocșa Nouă, pe Og. Bălean, pe Og. Dealovăț, pe Og. dela Firizi și pe Og. Brebanul dela Ezeriș; în rocele verzi: la gura Og. Ciobanului sub formă de blocuri. Odinitele formează filoane de grosime mică (1,5 m pe Og. Corbului, 0,5 m în cariera Groza Mare). Rocele sunt compacte verzi-negricioase sau verzi-cenușii când sunt alterate. In ele se mai vede rar câte un plagioclas sau amfibol mai răsărit. In cariera Groza Mare se poate vedea că odinitul e mai vechiu decât granodioritporfiritul, care-l stră-

Institutul Geologic al României

bate și include (Fig. 19). Rocele de pe Og. Corbului și Og. Ciobanului se deosebesc puțin de celelalte cum vom vedeà la descrierea microscopică.

Pe Og. Bradului, cam la jumătatea afluentului său drept, se găsesc blocuri de o rocă brună deschisă-cenușie, în care se recunosc numeroase fenocristale mici de feldspat, biotită și amfibol, ambele acestea din urmă de culoare brună-roșcată cu reflexe aurii. Sub microscop se vede că amfibolul este din seria hornblendelor bazaltice, deci roca are caracter camptonitic. Deoarece însă roca diferă altfel de camptonitele adevărate din provinciile alcaline, o vom numì c a m p t o n i t b a n a t i t i c.

Ca să fiu complet citez și lamprofirul din digitațiunea granogabbroidă a apofizei din V. Ferendiei, descris dejà la p. 143. El formează un bloc mare la marginea din amonte a apofizei. Alte preciziuni asupra acestei iviri nu ne permite felul deschiderei.

III. CLASIFICAREA ȘI STUDIUL MICROSCOPIC AL BANATITELOR

A) Prelucrarea materialului de secțiuni subțiri după metoda lui Johannsen și clasificarea banatitelor

Frecventele variațiuni în structura și în compoziția mineralogică procentuală a banatitelor, împreună cu tot felul de tranziții, uneori continue, ce există între diferitele roce banatitice mai pregnante, fac ca o clasificare a lor să fie o problemă destul de delicată. Aici mai ales s'a arătat necesitatea aplicării de metode cantitative, pentru a se puteà urmări variațiunea banatitelor, adică mersul diferențierii lor, și a puteà prezentà o clasificare mai apropiată de natură, ținând seama de grupările ce se desprind dela sine.

Pentru acest scop am utilizat metoda de clasificare și reprezentare grafică propusă de Albert Johannsen (35—38). In altă parte a lucrării am folosit diagramele de diferențiere ale lui Niggli pentru interpretarea analizelor chimice de banatite.

Numeroase secțiuni de roce eruptive au fost studiate cantitativ, determinând în fiecare procentul diverselor minerale, prin compararea secțiunii cu diagrame făcute pentru acest scop, analoage cu cele date de Johannsen (35, p. 67, Fig. 3—8) și de Arthur Holmes (34, p. 314 și 324). Evaluările făcute astfel nu pot aveà pretenția de exactitate mare, sunt însă preferabile aprecierilor de felul acesta: « puțin », « mult », « sporadic », etc., care de fapt nu spun nimic [1]).

[1]) Trebuie să adaug că aceste evaluări le-am practicat numai asupra rocelor cu structură grăunțoasă, lăsând la o parte rocele porfirice, cu pastă criptomeră, în care orice evaluare a proporțiunilor dintre minerale devine cu totul nesigură. Rocele porfirice le-am echivalat cu cele grăunțoase, pe baza determinărilor de SiO_2 și prin comparațiuni microscopice.

Institutul Geologic al României

Comparând astfel fișele procentuale ale tuturor secțiunilor s'a văzut pe de o parte că ele se pot adunà în câteva grupări mari, iar pe de alta că între aceste grupări sunt tranziții care ar fi de sigur mai numeroase dacă stocul de secțiuni subțiri ar fi mai complet. Grupările ce reies din comparația acestor fișe se confirmă și prin studiul microscopic comparativ al secțiunilor.

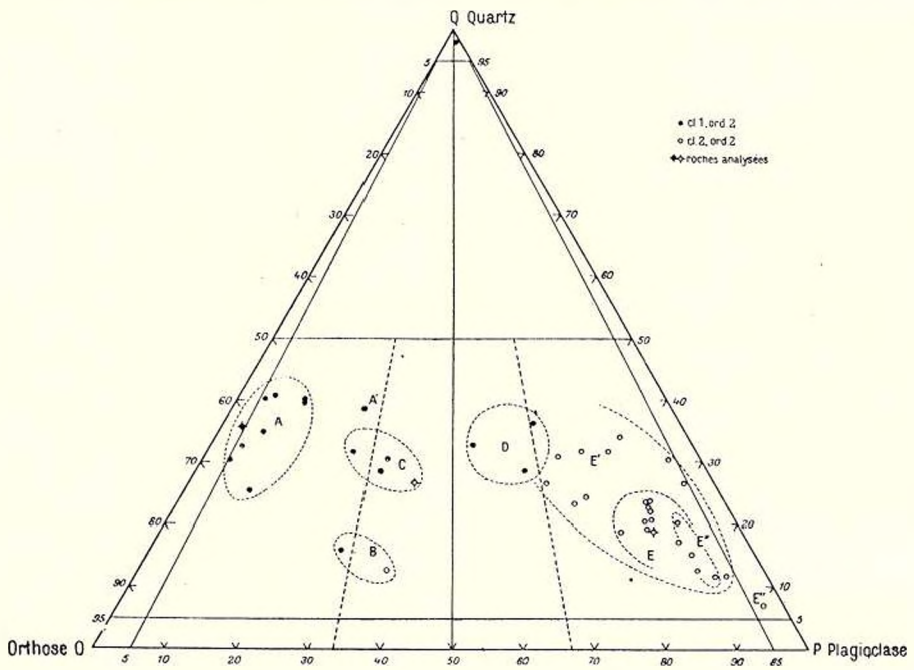


Fig. 20. Diagrama proiecțiunii banatitelor după metoda lui JOHANNSEN cuprinzând rocele din cl. 1 ord. 2 și cl. 2 ord. 2:

A = Aplite granitice acide
A' = Aplit intermediar
B = Aplite granitice bazice
C = Granite banatitice
D = Roce intermediare granito-granodioritice
E = Granodiorite
E' = Granodiorite mai acide
E'' = Separațiuni microgranodioritice.

Am procedat pe urmă la calcularea procentului de SiO_2 al rocei, din conținutul de SiO_2 al diferitelor minerale ale căror cantități le-am evaluat. Comparând aceste rezultate cu cele ale analizelor chimice făcute ulterior, am observat la rocele grăunțoase o diferență cuprinsă între $+0{,}15$ și $-2{,}5$ pentru SiO_2 calculat, iar la rocele porfirice diferența fiind mai mare de trei unități, am renunțat pentru acestea din urmă la evaluarea cantitativă procentuală a mineralelor.

Institutul Geologic al României

Am calculat apoi secțiunile după metoda propusă de JOHANNSEN (38) și am făcut proiecțiunile după aceeaș metodă. Deși rocele porfirice și lamprofirele nu au fost proiectate, cred totuș interesant să redau aici aceste proiecțiuni, ele arătând mersul general al diferențierii banatitice, un studiu mai precis putându-se face pe baza diagramelor lui NIGGLI. Metoda lui JOHANNSEN e foarte practică pentru a clasifică repede o rocă eruptivă și pentru a obține o privire generală asupra unei diferențieri magmatice.

Privind diagramele alăturate (Fig. 20 și 21) observăm că în general banatitele se proiectează într'un spațiu care se întinde dela roce leucogranitice (cl. 1, ord. 2, fam. 6′) aproape ortoalaskitice, prin roce granodioritice (cl. 2, ord. 2, fam. 7′) și granogabbroide (cl. 2, ord. 3, fam. 7′) până la roce gabbroide în general.

Observăm în acelaș timp că desimea punctelor este mai mare în unele părți determinând următoarele grupări mari de banatite;

a) Aplite granitice acide;

b) Aplite granitice bazice;

c) Granite banatitice;

d) Roce intermediare granito-granodioritice;

e) Granodiorite;

f) Granogabbrouri și roce gabbroide.

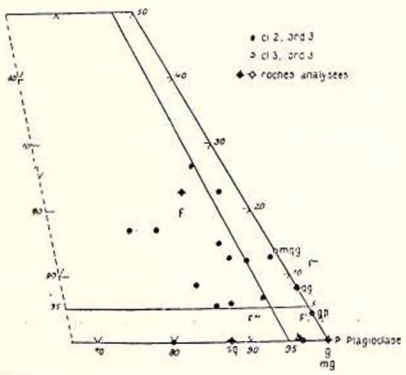


Fig. 21. Partea din diagrama proiecțiunii banatitelor după metoda lui JOHANNSEN cuprinzând rocele din cl. 2 ord. 3 și cl. 3 ord. 3:

F	=	Granogabbro
$F'F''F'''$	=	Roce gabbroide
g	=	Gabbro
mg	=	Melagabbro
gp	=	Gabbro plagioclasic
qg	=	Cuarțgabbro
mqg	=	Melacuarțgabbro
sg	=	Sienogabbro.

După cum am văzut la descrierea geologică, granitele și granodioritele formează massivul banatitic cu care sunt asociate rocele aplitice, pe când granogabbrourile și rocele gabbroide, ca și rocele intermediare granito-granodioritice și unele roce granodioritice, alcătuiesc apofizele din jurul massivului.

* * *

Ținând seamă de felul de ivire geologică, de suggestiunile clasificării lui JOHANNSEN și de variațiunile de structură și compoziție mineralogică a rocelor, vom clasifică banatitele în modul următor, conducându-ne de această schemă și în studiul microscopic al lor:

1. Rocele massivului:

a) Granite banatitice,

b) Granodiorite,

Institutul Geologic al României

c) Separațiuni melanocrate.

2. Rocele apofizelor:
   a) Roce intermediare granito-granodioritice,
   b) Granodiorite de apofiză,
   c) Granogabbrouri,
   d) Roce gabbroide,
   e) Roce care au suferit transformări pneumatolitice-hidrotermale.

3. Rocele filoniene:
   a) Silexite (cuarț), micropegmatite și aplite,
   b) Cuarțkeratofire,
   c) Granodioritporfirite și dioritporfirite,
   d) Lamprofire.

4. Cuarțurile hidrotermale și rocele hidrotermalizate.

B) Compoziția mineralogică, structura și textura banatitelor și succesiunea de cristalizare a mineralelor [1])

Inainte de a intrà în descrierea microscopică a banatitelor, să urmărim puțin variațiunile compoziției mineralogice în seria acestor roce eruptive, precum și variațiunea structurii și texturii lor. Următoarele minerale iau parte la formarea banatitelor: feldspați plagioclași și ortoclași, cuarț, amfiboli, biotite, piroxeni, minerale accesorii, minerale secundare.

Pentru a vedeà care este variațiunea cantitativă aproximativă a mineralelor în seria banatitică dela rocele cele mai acide la cele mai bazice, dăm alăturat un tablou cu cantitățile procentuale medii ale mineralelor în seria rocelor proiectate în triunghiurile lui JOHANNSEN, în ordinea bazicității crescânde.

Ortoza, foarte abundentă în rocele acide, scade treptat până dispare complet în majoritatea rocelor gabbroide.

Plagioclasul, aproape inexistent în aplitele acide, ajunge mineralul predominant al granodioritelor, granogabbrourilor și gabbrourilor feldspatice.

Cuarțul, mai bogat în rocele acide, dispare complet în unele gabbrouri.

Biopiribolul (biotita + piroxenul + amfibolul), cu totul sporadic în rocele acide, își afirmă o importanță crescândă cu cât rocele devin mai bazice, ajungând în unele gabbrouri să întreacă plagioclașii.

Pentru rocele filoniene o urmărire cantitativă a mineralelor nu prea e posibilă. Seria ar fi să înceapă tot dela aplite trecând prin rocele porfirice până la lamprofirele cele mai bazice. Rezultatele ar fi foarte probabil asemănătoare celor de mai sus, ținând seama că granodioritporfiritele au chi-

[1]) Cu excepția cuarțurilor hidrotermale.

Institutul Geologic al României

mismul la fel cu al granodioritelor (compară de ex. analizele Nr. 6 și 7), și că lamprofirele corespund în general gabbrourilor.

Să urmărim acum desvoltarea și variațiunile fiecărui mineral în seria

	Aplite acide	Aplite bazice	Granite	Roce intermediare granito-granodioritice	Granodiorite	Separațiuni melanocrate	Granogabbro	Sienogabbro	Gabbro	Cuarțgabbro	Melagabbro	Gabbro plagioclasic
Ortoză	57,5	50	44	25	10,6	5	6,3	12	—	—	—	—
Plagioclas	4,75	27,5	24,5	40	55,5	52	56,2	70	55	44	45	70
Cuarț	36	18,5	28,5	31,5	19,2	12	9	—	—	8	—	3
Hornblendă												
Biotită												
Diopsid (în unele gabbrouri).	1,75	4	3	3	13	28	25	13 (din care diopsid 11)	42 (diopsid 46-5)	44	52 (din care diopsid 15)	22
Accesorii și secundare .				0,5	1,7	3	3,5	5	3	4	3	5
SiO_2 calculat	77—75	74—66	74—70	74—72	65—59	59—55	58—53	—	52—49	—	—	47?
SiO_2 analizat	76,61		70,91		63,22 și 62,14		58,20	53,37		49,92	48,39	

banatitelor. Descrieri petrografice prea amănunțite voiu evità, ele fiind date unde e nevoie la descrierile rocelor respective. Pe lângă aceasta astfel de descrieri au fost date și de P. Rozlozsnik (62). Aici am căutat mai mult să arăt variațiunile mineralelor în legătură cu variația rocelor. Nefăcându-se

Institutul Geologic al României

analize chimice asupra mineralelor izolate, nu s'au făcut nici măsurători optice precise și sistematice, a căror valoare se înțelege numai alături de analizele chimice ale mineralelor respective (excepție făcând bineînțeles pentru plagioclași).

Ortoza este totdeauna micropertitică sau criptopertitică. In granite ea are tendința idiomorfă și e maclată după legea Karlsbad. In aplitele micropegmatitice e concrescută eutectic cu cuarțul și plagioclasul, iar în celelalte aplite e xenomorfă; în unele aplite se observă foarte rar și maclațiunea microclinului. In granodiorite și granogabbrouri ortoza formează adesea plaje mai mari în care sunt cuprinse celelalte minerale. In unele roce de apofiză se observă concreșteri rare de ortoză și cuarț (micropegmatitice). In sienogabbro ea învelește plagioclașii și se află inclusă în zonele lor externe. Ortoza se întâlnește și în pasta granodioritporfiritelor, scăzând treptat până aproape de dispariție în dioritporfiritele mai bazice. Ea formează chiar fenocristale în granodioritporfiritele cele mai acide. In kersantite și mai ales minete ortoza joacă iarăși un rol important, formând substratul de plaje izometrice al minetelor.

Ortoza prezintă un unghiu al axelor optice relativ mic (ca 50—60°), fapt constatat dejă de P. ROZLOZSNIK (62). Și S. v. SZENTPÉTERY menționează acest lucru la ortozele banatitelor din Munții Drocea (74); ortozele acestea ar fi după el foarte sodice. Ele ar merită un studiu chimic și un studiu microscopic cu ajutorul metodei FEDOROFF.

Plagioclașii au fost studiați amănunțit de ȘT. GHIKA-BUDEȘTI cu ajutorul metodei FEDOROFF (19), deaceea nu vom intră aici în detalii prea mari. Urmărind desvoltarea plagioclașilor în seria banatitelor, observăm variațiuni importante în aspectele lor, ca o consecință a constituției lor și a ivirii geologice a rocelor din care fac parte.

Plagioclașii sunt proaspeți, uneori conțin, mai ales în sâmbure, produse de alterațiune izotrope care par a fi identice cu agregatele criptosferolitice despre care vom vorbì la cuarțurile hidrotermale.

Am putut deosebì următoarele tipuri de plagioclași:

1. Plagioclașii aplitici, cari se întâlnesc mai ales în aplitele acide. Sunt oligoclași acizi cu 10—15% anortit (uneori până la 20% An), nezonați, mici, maclați de obiceiu polisintetic după legea albitei.

2. Plagioclașii granitici, cari se găsesc în granite, rocele intermediare granito-granodioritice, în unele aplite, în special în cele bazice, și chiar în unele varietăți mai acide de granodiorit alături de feldspații caracteristici ai acestora. Aceștia sunt zonați, având un centru totdeauna mai bazic, uneori mai redus, de obiceiu însă mai mare decât jumătate din cristal și cu o compoziție (F [1]) de 43—38—31% An. In jurul acestui centru

[1]) F înseamnă: determinări făcute cu ajutorul metodei FEDOROFF de ȘT. GHIKA-BUDEȘTI (19).

Institutul Geologic al României

urmează treptat zone mai acide a căror compoziție ajunge la margine la 18% An (F). De obiceiu dela centru până la margine variația compoziției se face treptat. Sunt însă și cazuri mai rare când între centrul bazic și zona marginală se află o zonă îngustă în care această variație se face foarte repede. Zona marginală e de obiceiu destul de largă. Centrul e de obiceiu crăpat. Aceștia sunt plagioclașii cu zone continui. Rar de tot am observat un sâmbure cu zone recurente, care trebuie însă considerat ca făcând tranziția la tipul următor.

3. Plagioclașii granodioritici așà de caracteristici granodioritelor, separațiunilor microgranodioritice, și rocelor porfirice și lamprofirice cu fenocristale de andezin-labrador, au un aspect cu totul special (Pl. III, Fig. 1 și 5). Ei formează de obiceiu cristale mari idiomorfe, maclate polisintetic, foarte frecvent după legile albitei, Karlsbad, periclin, Manebach și combinațiile lor. Caracterul special al acestor feldspați este structura lor zonară recurentă. Ei nu au propriu zis un sâmbure, fiind alcătuiți pe dea'ntregul din o alternanță repetată de zone subțiri când mai albitice, când mai anortitice din centru până în margine. Compoziția acestor zone corespunde la aceea a andesinelor și labradorilor[1]). Intreg acest edificiu de zone e învelit într'un înveliș marginal îngust oligoclasic.

Succesiunea normală este aceea dela un centru bazic către zone mai acide. Se întâmplă uneori ca în centru să fie o substanță mai acidă și apoi să urmeze o zonă bazică. In cazul acesta nu e exclus ca secțiunea să fi trecut tocmai în lungul unui înveliș mai acid și nu prin centru.

In ceeace privește alternanța zonelor, ele se pot repetà chiar până la 6—7 ori. Această alternanță nu se face absolut regulat, unele zone pot fi odată mai desvoltate, alteori chiar lipsă. Deasemenea o anumită zonă se poate repetà uneori exact cu aceeaș compoziție, alteori însă în locul ei apar zone de compoziție învecinată. Zonele bazice sunt adesea în descompunere.

Determinările cu ajutorul metodei FEDOROFF au arătat că există toate compozițiile oligoclașilor bazici, andesinelor și labradorilor de pe la 15% An până spre 70% An (în cazuri rare chiar mai mult), compozițiunile cele mai frecuent întâlnite fiind cele cuprinse între 35—52% An.

Pentru a ilustrà această structură de zone recurente, voiu da un exemplu din cele multe date în lucrarea lui ȘT. GHIKA-BUDEȘTI:

Succesiunea zonelor din centrul plagioclasului spre marginea lui: 38%, 48%, 38%, 48%, 38%, 48%, 32%, 38%, 54%, 40%, 42%, 40%, 42%, iar la margine scade la 35—25% An.

Feldspații sunt foarte disperși; dispersiunea și zonele recurente se pot foarte frumos observà în secțiunile vecine feței (010).

---

[1]) Tipurile plagioclașilor se înțeleg în limitele de % de An date de DUPARC și REINHARD (17, p. 4).

Institutul Geologic al României

Acești plagioclași zonați recurent sunt enorm de răspândiți ei luând parte la constituția granodioritelor ce alcătuiesc cea mai mare parte a massivului banatitic.

Se înțelege că într'o rocă cu plagioclașii zonați recurent, coexistă și alți plagioclași și anume în rocele mai acide se vede și plagioclasul granitic, iar în rocele mai bazice apar și plagioclași din tipul următor. De notat că plagioclașii fenocristali ai majorității rocelor filoniene sunt tot de tip granodioritic.

4. Plagioclașii gabbroizi ai granogabbrourilor și gabbrourilor se deosebesc de cei precedenți prin faptul că sunt mult mai bazici și nu prezintă frumoasa structură zonară recurentă a acelora. Ceeace nu însemnează că nu vom întâlni recurențe și în tipul plagioclașilor gabbroizi. Aceste recurențe sunt însă mai rare și par limitate mai mult la marginea sâmburelui bazic. Se întâmplă însă ca un plagioclas granodioritic să se mai găsească și în rocele mai bazice. De obiceiu în rocele intermediare, adică în granodioritele ceva mai bazice (de ex. granodioritele apofizelor) sau în granogabbrourile ceva mai acide, găsim un amestec de tipuri, încât plagioclașii acestor roce nu se pot adjudecà numai unui singur tip. Lucru dealtfel firesc stărilor de tranziție.

Plagioclașii gabbroizi sunt formați dintr'un sâmbure mare bazic cu indicele de refracție și cu birefringența ridicată. El ocupă de obiceiu $^3/_4$ și mai mult din cristal și e înconjurat de o ramă marginală mult mai acidă și relativ largă. Tranziția între sâmburele bazic și zonele marginale se face uneori prin o succesiune treptată de zone din ce în ce mai acide; alteori ea se face aproape brusc încât zonele intermediare lipsesc, atunci de obiceiu sâmburele bazic are conturul neregulat corodat. Sâmburele bazic este adesea pe cale de distrugere fiind înlocuit în parte, uneori total, de o substanță plagioclasică mai acidă care l-a corodat neregulat, prezentându-se uneori ca o rețea în care mai plutesc resturi plagioclasice bazice.

Compoziția sâmburelui bazic este bytownitică, uneori chiar anortitică și e cuprinsă între (determinări F) 68—97% An; cele mai frecuente sunt compozițiile din jurul lui 80% An. Zonele intermediare au 60—50—40% An, iar în zonele marginale compoziția scade la 25—18% An, uneori chiar până la 10—8% An. La substanța coroziunilor din sâmbure s'au determinat (F) compoziții cuprinse între 55—45—25% An. Acelaș feldspat caracterizează și malchitele banatitice. Acesta este tipul cel mai pregnant de plagioclas gabbroid.

5. Afară de acestea se mai întâlnesc și alte tipuri plagioclasice pe care le voiu menționà pe scurt:

a) Un plagioclas alungit de compoziție andesin-labrador (40—52% An) mai mult sau mai puțin zonat, uneori chiar slab recurent, maclat, și înconjurat de un înveliș subțire oligoclasic. E tipul desvoltat în granodioritul apofizei Ferendia și în toate granodioritele de apofiză fiind chiar cauza texturii ușor divergente a acestora. Uneori are afinități cu plagioclasul granodioritic, alteori când e mai bazic se apropie de tipul gabbroid.

Institutul Geologic al României

b) Un plagioclas puternic zonat a cărui compoziție scade treptat din centru până la margine. Sâmburele, uneori net delimitat, e relativ mic, iar rama zonelor înconjurătoare e bine desvoltată. Foarte adesea în plagioclașii mai mici, sâmburele nu e delimitat și atunci extincția migrează treptat din centru până în margine. Compozițiunile sunt uneori bytownitice, de obiceiu însă sunt labradorice până la oligoclasice. E o variantă a tipului gabbroid și e răspândită în separațiunile microgranogabbroide și în granogabbrouri, fiind caracteristică mai ales plagioclașilor mai mici.

c) Plagioclasul gabbroului din apofiza Terezia, V. Moraviței, e desvoltat sub formă de stinghii alungite ce par aproape nezonate. Cercetate cu atenție se observă o zonare slabă, uneori recurențe slabe ce abiă se deslușesc. Zonele marginale acide lipsesc. Determinările F au dat compozițiuni cuprinse mai ales între 60—50% An (ex. 19, Nr. 1636).

Plagioclasul gabbroului din V. Ferendiei, rocă identică cu precedenta, mai conține sâmburi corodați de compoziție bytownit-anortitică.

Se poate ca plagioclasul gabbroului din V. Moraviței să fie rezultatul unei «reaction relation» (BOWEN, 7) desăvârșite, în sensul că sâmburii bazici primordiali au fost rezorbiți fără urmă.

d) Ar trebui să mai menționez microlitele plagioclasice din rocele filoniene. Studiul lor este însă mai delicat și dificil de îndeplinit cu metoda FEDOROFF, încât deocamdată s'a renunțat la el.

Din observațiunile microscopice obișnuite însă, se poate deduce că compoziția microlitelor de plagioclas variază după bazicitatea rocei. Microlitele sunt mai totdeauna zonate și sunt analoage tipului 5 *a* și *b* de mai sus. In lamprofirele cele mai bazice microlitele plagioclasice sunt foarte bogate în anortită și se aseamănă cu tipul 4.

Cuarțul prezintă conture aproape idiomorfe în rocele mai acide, în unele aplite, în granite și parte din granodiorite (granodioritele cu cuarț idiomorf).

In special în acestea din urmă se observă adesea grăunțe poligonale de cuarț, de obiceiu hexagonale, incluse în plaje de ortoză și corodate de acest din urmă mineral. Forme uneori strict idiomorfe au fenocristalele de cuarț din cuarțkeratofire. Aceste fenocristale au conture de obiceiu patratice și rombice și sunt foarte adesea corodate. In seria granodioritporfiritelor, fenocristalele de cuarț sunt mai totdeauna rotunjite sau au forme bizare din cauza corodării lor de către pastă. In lamprofire întâlnim uneori grăunțe mari de cuarț de forme rotunjite și înconjurate de coroane de reacțiune formate de obiceiu din microlite de hornblendă verde. Aceste grăunțe de cuarț sunt xenolite. Ele reprezintă foarte probabil fenocristale de cuarț rătăcite în magma lamprofirică și care au scăpat de resorbțiune totală probabil grație învelișului protector de hornblende. De sigur în aceeaș categorie sunt plagioclașii mari granodioritici, rotunjiți prin coroziune, ce am aflat tocmai într'unul din cele mai bazice lamprofire (odinit diopsidic).

Institutul Geologic al României

In unele roce granito-granodioritice, în unele granodiorite (cele cu cuarț ofitic-diabasic) și în unele separațiuni melanocrate, cuarțul formează plaje neregulate, crăpate și sfâșiate de incluziuni de microlite plagioclasice, hornblendice și biotitice, asociate uneori și cu penetrațiuni de ortoză. In felul acesta se nasc câteodată adevărate aspecte ofitice-diabasice. Din cauza acestor incluziuni cuarțul are extincțiuni moarate.

Cuarțul se asociază cu ortoza formând variate concreșteri eutectice micropegmatitice și granofirice, în aplitele micropegmatitice și în pastele acide granofirice ale granodioritporfiritelor. Afară de aceasta mai întâlnim sporadic concreșteri analoage în unele granogabbrouri și în granodioritul apofizei din V. Ferendiei.

Se întâlnesc și concreșteri grosiere de cuarț și plagioclas și rare myrmekite slab desvoltate. Iar unele concreșteri sferolitice din malchite și gabbroul plagioclasic inclus în ele, ar puteà să fie de cuarț in.

Incolo cuarțul se prezintă în grăunțe xenomorfe în cazurile cele mai frecvente. El cuprinde destul de abundent obișnuitele incluziuni lichide și gazoase ce se cunosc din toate descrierile.

Biopiribolul e reprezentat prin cei trei termeni ai săi. Amfibolii și biotitele sunt cam egal de răspândite, biotita având totdeauna tendința de a înlocuì amfibolul. Piroxenii (diopsidele) se găsesc numai în rocele cele mai bazice.

Amfibolii sunt reprezentați prin hornblende, cea mai răspândită fiind hornblenda comună verde. Ea apare dejà în granitul porfiric (analiza Nr. 3) de pe V. Moraviței, în rocele granito-granodioritice, în aplitele bazice din Terezia Mare și devine mai frecventă în granodiorite și separațiunile melanocrate. Tot această hornblendă se întâlnește în granodioritporfirite și dioritporfirite ca fenocristale și microlite. Indivizii mai mici sunt mai idiomorfi, cei mai mari au marginile neregulate și sunt foarte adesea găuriți de incluziuni de plagioclași mici, biotită, apatită, minereu, titanită. Hornblendele din granodiorite au un aspect urît foarte caracteristic: ele fac impresia că sunt pe cale de a se desagregà, sunt sdrențoase, afânate, luând înfățișarea de agregate. Probabil că această stare a hornblendei facilitează resorbțiunea și invadarea ei de către foițele de biotită aproape totdeauna prezente. Adesea foițele de biotită incluse în hornblendă sunt așà de numeroase încât o înlocuesc complet, formând adevărate pseudomorfoze de biotită după hornblendă. Acestea sunt foarte frumos desvoltate în unele granodioritporfirite (de ex. cel din filonul central, Terezia Mare).

In rocele mai bazice amfibolul are o nuanță brunie — hornblenda verde brunie — și conține uneori șiraguri de minereu opac. Este hornblenda granogabbrourilor, gabbrourilor și a unora din granodioritporfiritele mai bazice. Pe margini această hornblendă e verde, cu nuanță albăstruie uneori, și are tendința să se transforme în aceasta din urmă. Aceeaș

Institutul Geologic al României

hornblendă pare să fi fost hornblenda primară a odinitelor, judecând după unele fenocristale verzi-brunii, rămase între hornblendele verzi actuale. In apofiza banatitică din V. Ferendiei hornblenda aceasta are o ușoară nuanță roșcată iar în rocele contaminate din Terezia Mare (sieno- și melagabbro) ea este olive.

In rocele filoniene bazice, întâlnim o hornblendă brună și anume: în dioritporfiritul de pe Og. Fusului, în odinitele diopsidice și în lamprofirul din apofiza Ferendia (melacuarțgabbro). De notat că în aceste roce avem și diopside, iar în cea din urmă, în care această hornblendă formează peste $^1/_3$ din rocă, am aflat și puțin hipersten.

In camptonitul banatitic se întâlnește o hornblendă bazaltică.

Probabil de origină pneumatolitică trebuie să fie hornblenda uniaxă cu policroismul $n\alpha$ galben-bronzat, $n\beta$ olive și $n\gamma$ albastru-verzui, din «roca amfibolică verde închisă cu cruste limonitice» din apofiza Ferendia (vezi pag. 180).

Afară de acestea mai există și o hornblendă verde-albăstruie intens colorată, care întovărășește cuiburile de pirită în malchite și care formează chiar vinișoare ce străbat rocele. E probabil tot pneumatolitică.

In banatite găsim și hornblende secundare. Ele sunt de obiceiu de culoare verde deschisă, uneori incolore, alteori verzi cu nuanță albăstruie mai palidă sau mai intensă și sunt mai adesea fibroase, formând mănunchiuri sau pseudomorfozând hornblendele primare din dioritporfirite, odinite și din rocele bazice în general.

Biotita se întâlnește în mai toate banatitele din cele mai acide până în cele mai bazice. Uneori se prezintă ca foițe mari și subțiri (în aplitele micropegmatitice și în pegmatite); de obiceiu formează cristale monoclinice cu șase laturi în care foițele mici de biotite sunt clădite în fișicuri. Foarte adesea se întâlnește parazitară în amfiboli, formând câteodată adevărate pseudomorfoze după aceștia, ca în malchite și în granodioritporfirite (vezi mai sus la amfiboli). Uneori chiar fenocristalele de biotită sunt resorbite de foițele microlitice de biotită, ca în granodioritporfirite și în kersantite și minete. In acestea din urmă, biotita înlocuește diopsidele. In gabbrouri deasemenea găsim biotite incluse în diopside.

Biotita conține adesea incluse în ea grăunțe de zircon, magnetită, titanită, plagioclas, epidot, rutil (uneori sub formă de sagenită). Se observă foarte adesea o concreștere paralelă cu plagioclasul în așă fel că alungirea acestuia e paralelă cu clivajul biotitei.

Biotita e uneori cloritizată.

Aureole policroice se observă mai rar. Ele sunt mici. Numai în două cazuri am găsit aureole policroice mari: într'un aplit în care se află și turmalină și în granodioritul apofizei din V. Ferendiei care conține o biotită roșcată. (cf. pag. 173).

Institutul Geologic al României

Biotita cea mai frecventă e cea b r u n ă (brun închis—galben deschis). Mai sunt însă și alte varietăți. O biotită r o ș c a t ă atrage atenția în rocele granodioritice din apofiza Ferendia. O biotită r o ș i e - b r u n ă, în camptonitul banatitic, abia se deosebește de hornblenda bazaltică. In sienogabbroul din Terezia Mare biotita e de culoare o l i v e, iar în melagabbroul învecinat e b r u n ă - o l i v e; ea învelește hornblendele olive și diopsidele și se află inclusă în ele.

P i r o x e n u l e reprezentat prin d i o p s i d. Acesta se întâlnește numai în rocele cele mai bazice, în o parte din gabbrouri, în dioritporfiritul din Og. Fusului, în minete-kersantite și în odinitele diopsidice. O singură dată am găsit câteva grăunțe relicte într'o hornblendă dintr'un granogabbro. Nu vorbim aici de diopsidele întâlnite în banatitele endomorfozate din zona de contact a calcarelor.

Diopsidele gabbroului din V. Moraviței și ale aceluia din V. Ferendiei sunt pe cale de uralitizare și biotitizare. Au un relief mai scăzut, un aspect alterat și sunt aproape incolore, cenușii-verzui foarte palide. In sienogabbroul și melagabbroul din Terezia Mare, ca și în roca epidotică verzuie-gălbuie din apofiza Ferendia întâlnim un diopsid mai proaspăt, mai reliefat și de o culoare mai pronunțată, cenușie-verzuie palidă, uneori cu margini și pete mai verzui. Nu e exclus ca acest diopsid să fi rezultat din asimilațiuni. Diopsidele din minete și kersantite sunt mai totdeauna tulburi din cauza transformărilor. Ele sunt adesea biotitizate și pline de grăunțe de minereu.

In lamprofirul din apofiza Ferendia (melacuarțgabbro) am întâlnit grăunțe de h i p e r s t e n, singura ivire banatitică ce conține acest mineral.

Mineralele accesorii ce se întâlnesc în banatite sunt:

T i t a n i t a, nu lipsește aproape din nici o rocă. Se observă frumoase titanite, adesea idiomorfe, în granodiorite, granogabbrouri, în sienogabbro și în roca amfibolică din apofiza Ferendia, unde ea este numeroasă și bine desvoltată. In granodiorite se văd adesea și forme scheletice. Se observă și o varietate slab policroică (g r o t h i t ?).

M i n e r e u l n e g r u (m a g n e t i t ă) este și el nelipsit din mai toate rocele și e mai bogat în rocele mai bazice. E adesea asociat cu titanită care îl învelește (titano-magnetit?). In granogabbrourile și gabbrourile din V. Ferendiei se întâlnește p i r o t i n ă.

P i r i t a e uneori mai veche și are tendința de a înlocui magnetita. De obiceiu e însă mai nouă, pneumatolitică, mai ales în granodioritporfirite și malchite pe care le impregnează abundent în cuiburi și vinișoare, fiind asociate foarte adesea cu o hornblendă verde-albăstruie. Impregnațiuni bogate de pirită găsim în rocele apofizei Ferendia, în special în granodiorit. Foarte piritoase sunt filoanele din Terezia Mare, în special malchitul din peretele de Nord, în care este o porțiune puternic alterată din cauza descompunerii piritelor.

Institutul Geologic al României

Apatita ajunge în unele roce (cuarțgabbroul din Terezia Mare) să atragă atenția prin dimensiunile ei mai răsărite (0,5:0,15 mm), când de obiceiu colonetele ei delicate și grăuncioarele mărunte scapă chiar observației microscopice. Apatita se găsește inclusă în magnetită și — se înțelege — în toate celelalte minerale.

Mai întâlnim zircon ce produce rarele aureole policroice. O singură dată, într'un aplit acid am aflat rare turmaline și muscovite. Excepțională este ortita (granodioritul apofizei Ferendia). Intr'o pastă microgrăunțoasă din melagabbroul din Terezia Mare am găsit și grăuncioare de un spinel verde. Acesta rezultă din asimilațiuni (cf. capitolul metamorfismului de contact).

Minerale secundare afară de amfiboli am întâlnit: epidot în plagioclași și biotite, rutil în biotite (se află și liber), titanită în hornblende și clorite, cloritǎ pe seama mineralelor feromagneziene (mafice), sericită în plagioclași etc., diverse mice secundare verzui, brunii, etc., și produse serpentinoase, talc, pe seama olivinei din odinitele diopsidice, carbonați (din olivină, diopside, minerale mafice în general), zeolite (rar), oxizi de fer hidratați, cuarț secundar.

In ceeace privește dimensiunile mineralelor, ele sunt date la fiecare descriere de rocă. In cuiburile pegmatitice mineralele ajung dimensiuni excepționale de câțiva cm. Fenocristalele și indivizii mai mari din rocele grăunțoase se măsoară cu mm (de obiceiu până la maximum 1 cm). Grăunțele obișnuite mijlocii au dimensiuni de câteva zecimi de mm și chiar câțiva mm, pe când dimensiunile mineralelor din pastele rocelor filoniene se scoboară la sutimi de mm, ba chiar sub 0,01 mm.

Structura banatitelor este foarte variabilă. Această variabilitate este cauzată în bună parte de felul de ivire geologică. Cum am văzut, massivul banatitic studiat reprezintă partea periferică, de acoperiș, a unui lacolit. Afară de aceasta banatitele formează apofize limitate de constituție inomogenă și filoane în care iarăși se pot observà uneori inomogenități. Aceste fapte au fost destul de amănunțit considerate în subcapitolul anterior.

Se înțelege că în regiunile periferice ale lacolitelor și în micile corpuri eruptive ce reprezintă apofizele, jocul diverșilor factori fizici și chimici a fost foarte capricios, înrâurind pe de o parte diferențierea magmatică, pe de alta structura rocelor formate. Din descrierile speciale ale rocelor va reieși cu prisosință această variabilitate a structurilor. In cele ce urmează, vom încercà să dăm o privire generală asupra structurilor întâlnite.

Toate banatitele sunt complet cristalizate, deci holocristaline. Rocele massivului și ale apofizelor precum și unele roce filoniene sunt fanero-

Institutul Geologic al României

cristaline, mineralele putându-se deosebì și cu ochii liberi. Parte din aplite și pastele rocelor porfirice și lamprofirice sunt criptomere (compacte) și anume microcristaline. Roce propriu zis criptocristaline și felsitice sunt numai unele cuarțuri hidrotermale.

Distingem două grupe mari de structuri: pe de o parte structurile grăunțoase proprii rocelor din massiv și din apofize și pe de alta structurile porfirice și microlitice caracteristice rocelor filoniene. Se înțelege că între aceste două grupe structurale sunt unele tranziții, deoarece avem roce a căror structură este porfirică deși fac parte din massiv sau din apofize; pasta lor însă nu atinge finețea pastelor din rocele filoniene. Am lăsat însă și aici să prevaleze criteriul geologic, care e cel mai indicat să dea clasificărilor noastre o pecete mai apropiată de natură.

1. Structurile grăunțoase sunt faneromere, mărimea grăuntelui fiind de obiceiu mijlocie (vezi mai sus la dimensiunile mineralelor). Ele variază după gradul de idiomorfism al mineralelor, după cum contrastul dintre mărimea mineralelor este mai mic sau mai mare, aproape echigranulare sau aproape porfirice (= porfiroide), după cum forma mineralelor este izometrică (rotunjită, poligonală, prismatică scurtă) sau alungită (prismatică groasă sau subțire), după cum mineralele sunt sau nu concrescute între ele sau incluse unele într'altele.

Ținând seamă de toate aceste puncte de vedere putem deosebì mai multe feluri de structuri grăunțoase.

Majoritatea structurilor grăunțoase sunt hypidiomorfe. Idiomorfismul cel mai pronunțat îl au plagioclașii, cari ies totdeauna în evidență prin forma lor caracteristică. Mai mult sau mai puțin idiomorfe sunt biotitele și hornblendele, iar diopsidele numai în sienogabbro sunt automorfe. Cuarțul e idiomorf în granite și unele granodiorite și numai față de ortoză. Aceasta din urmă nu reușește niciodată să fie idiomorfă, nici în granite unde are o desvoltare mai mare și e chiar maclată după legea Karlsbad.

Aplitele sunt de obiceiu panallotriomorfe.

După mărimea relativă a mineralelor structurile grăunțoase pot fi aproape echigranulare, de obiceiu însă sunt inechigranulare, fără să fie propriu zis porfirice.

In rocele aproape echigranulare[1]) putem deosebì tipuri panizometrice, mineralele având, mai toate, forme izometrice (unele aplite, granite și separațiuni melanocrate; granogabbroul din mina Paulus), și tipuri divergente-gabbroide cu aspect de vraf de bârne divergente din cauza plagioclașilor prismatici alungiți (gabbroul din V. Moraviței și cel din V. Ferendiei și granodioritul apofizei Ferendia).

[1]) Cele mai multe minerale au mărimi apropiate; contrastul între ele nu e mare (76, pag. 85). Structuri strict echigranulare n'am întâlnit.

Institutul Geologic al României

Structura inechigranulară este cea mai frecventă. Rocele cu această structură au un aspect mai mult sau mai puțin porfiric (porfiroid), din cauza unor minerale mai puternic desvoltate, comparabile cu fenocristalele, decât restul rocei alcătuit din minerale mai mărunte însă tot faneromere. Bineînțeles și aici avem toate gradațiile.

Ținând seama de mineralele care formează fenocristale putem deosebi două categorii de structuri inechigranulare: cu fenocristale de plagioclași, ca de exemplu parte din granitele banatitice și majoritatea granodioritelor; și cu fenocristale de biopiribol și plagioclași, ca de ex., granogabbrourile și parte din gabbrouri (cuarțgabbro, gabbro plagioclasic, melagabbro).

In ce privește pastele fanerome re menționez numai că unele paste sunt panizometrice și aplitice, altele sunt mai mult sau mai puțin divergente, iar altele sunt inomogene, porțiuni micromere și faneromere și chiar pegmatoide stând alăturat.

La granodiorite însă nu se poate vorbi de pastă (afară de cele pronunțat porfiroide). Structura granodioritelor e caracterizată prin plagioclașii mari zonați; restul rocei prezintă două aspecte după cum cuarțul formează grăunțe idiomorfe față de ortoză sau formează plaje undulo ase ofitice-diabasice. Uneori se observă ambele aspecte într'o secțiune.

Să menționăm și structura inechigranulară a aplitelor care este caracterizată prin aceea că toate mineralele pot fi și mărunte și mari, fără să avem fenocristale, deoarece toate sunt allotriomorfe, iar în alte cazuri structura este inomogenă, ca de obiceiu la aplite.

Structuri de concreștere întâlnim la pegmatite și micropegmatite (vezi la descrierea acestor roce). Câte o concreștere micropegmatitică între cuarț și feldspat găsim sporadic în unele aplite, în granodioritul din apofiza Ferendia, în unele granogabbrouri. Structuri poikilitice se întâlnesc în granodiorite (plaje de ortoză cu grăunțe de cuarț idiomorf; plaje de cuarț ofitic diabasic cu microlite de plagioclas), în separațiuni microgranodioritice (plaje de ortoză includând toate celelalte minerale), într'un granogabbro inomogen din apofiza Ferendia (hornblende mari ciuruite de microlite plagioclasice).

2. Structurile porfirice și microlitice sunt micromere și criptomere, grăunțele pastelor fiind vizibile de obiceiu numai cu lupa și microscopul. Structura porfirică este cea mai răspândită și e mai pregnantă la cuarțkeratofire, granodioritporfirite, dioritporfirite și kersantite, în care contrastul dintre fenocristale și pastă e mai mare (megafenocristale[1]) și fenocristalele sunt mai numeroase (20—60%

[1]) Tyrell (76, p. 86).

Institutul Geologic al României

din rocă). In lamprofire fenocristalele sunt mai mici (microfenocristale), mai rare (15—5%) și uneori lipsesc, încât structura pastei se impune din ce în ce mai mult (structurile microlitice).

In rocele acide fenocristalele sunt formate mai ales de plagioclas și cuarț. In rocele mai bazice cuarțul fenocristal dispare cu timpul, în schimb fenocristalele de biotită, hornblendă (și diopsid), mai rare în rocele acide, devin mai numeroase. Fenocristalele de plagioclas se împuținează dar le mai găsim chiar și în odinitele cele mai bazice; propriu zis ele nu lipsesc decât din minete și melacuarțgabbro.

Structurile porfirice pot fi seriate sau nu, după cum avem sau nu o gamă întreagă de mărimi intermediare între megafenocristale și microfenocristale.

Structura pastelor variază cu aciditatea. Pastele mai acide, mai mult sau mai puțin bogate în cuarț și sărace în minerale mafice (feromagneziene, minereuri, etc., 76, p. 105), au structuri microgrăunțoase, de ex.:

Microgranulitică[1]) (= panidiomorf-grăunțoasă) la cuarțkeratofire.

Microgranitică-criptomeră[2]) și microgranitică-granofirică la granodioritporfirite și dioritporfirite.

Pastele mai bazice, mai plagioclasice și mai bogate în minerale feromagneziane, devin treptat divergente din cauza stinghiilor de plagioclas și uneori și a mineralelor mafice. Aspectele divergente încep să se observe deja în pasta dioritporfiritelor, se accentuează în malchite și devin caracteristice în odinite și camptonite. Avem astfel toate stadiile dela paste microgrăunțoase la paste divergente, de ex.:

Microgrăunțoasă cu tendință divergentă la malchite (plagioclasul alungit) și kersantite (mineralele mafice alungite).

Divergentă-microgrăunțoasă la odinitele hornblendice și la separațiunea spessartitică din granodioritporfiritul din Terezia Mică.

Doleritică-divergentă la odinitele diopsidice.

Divergentă-trachitoidă la camptonitul banatitic (plagioclasul și hornblenda alungite).

Afară de acestea mai întâlnim structuri de incluziune la unele lamprofire, de ex.:

Structura minetelor caracterizată prin plaje de ortoză în care sunt incluse celelalte minerale de obiceiu alungite și divergente; aceasta este de fapt o structură poikilitică (76, p. 89).

Panallotriomorf-micropoikilitică ar fi structura melacuarțgabbroului.

---

[1]) In sensul petrografilor francezi.

[2]) H. ROSENBUSCH (57, pag. 506).

Institutul Geologic al României

Textura banatitelor este în majoritatea cazurilor neorientată (= massivă). In massivul granodioritic se observă uneori, în condiții favorabile de observare, de ex. în cariera Groza Mare, texturi miarolitice produse de mici geode cu cuarț, ortoză, albită, epidot și alte minerale (în cuiburile pegmatitice). Uneori, din cauza orientării mineralelor alungite se nasc aspecte trachitoide ce amintesc texturile fluidale, texturi directive, ca de ex. în unele paste de cuarțkeratofir, în camptonitul banatitic, în odinitul diopsidic ș. a. Iar când mineralele lungi sunt divergente, atunci textura se confundă cu structura.

In unele cuarțkeratofire, se observă fenocristale sparte în timpul consolidării rocei: avem aface cu texturi protoclastice. Astfel de textură întâlnim și la salbande, ex.: salbanda granodioritporfiritului din filonul central din Terezia Mare.

Mai trebuie menționate texturile de reacțiune scoase în evidență prin coroziunile magmatice (cuarț corodat), prin resorbirea fenocristalelor (hornblendele și biotitele pseudomorfozate de microlite de biotită, olivinele talcizate, etc., plagioclașii cu zone marginale de reacțiune, de ex., în odinit, vezi Pl. III, Fig. 6) și texturile xenolitice produse de xenolitele de cuarț înconjurate de microlitele mafice, din lamprofire.

In ceeace privește succesiunea de cristalizare a mineralelor din banatitele grăunțoase se poate spune în linii generale că primele consolidate au fost mineralele accesorii și cristalele mici de plagioclas, biotită și hornblendă. Zirconul și apatita sunt cele mai vechi. Ele sunt incluse, idiomorfe, în toate celelalte minerale. Magnetita cuprinde apatita, titanita învelește magnetita. Dar și hornblendele mici sunt înconjurate adesea de magnetită și de titanită. Ele s'au format deci cam în acelaș timp. Tot acuma se formează și plagioclașii mărunți.

Urmează creșterea mineralelor mari. Biotita mare e mai veche. Ea include accesoriile și plagioclașii mici și e adesea concrescută paralel și cu plagioclași mai mari. Nu am văzut, în granodiorite, biotite includând amfiboli fie chiar mici. In schimb amfibolii foarte adesea conțin foițe mici de biotită. Amfibolii includ adesea și plagioclași mici. Plagioclașii mari sunt de obiceiu idiomorfi; unde vin în contact cu amfibolii se observă că plagioclașii îi mulează pe aceștia. Plagioclașii au avut deci timpul cel mai lung de consolidare.

Faza finală a consolidării e caracterizată prin cristalizarea cuarțului și ortozei. Cuarțul e uneori idiomorf și atunci e mai vechiu ca ortoza; cristalizarea lui a avut loc înainte de terminarea definitivă a creșterii plagioclasului care îl mulează uneori. Ortoza s'a consolidat la urmă. In alte cazuri însă, avem cristalizarea împreună (eutectică) a cuarțului și ortozei (concreșteri micropegmatitice).

Institutul Geologic al României

La rocele bazice se observă și variante:

Plagioclasul bazic e adesea mulat de biotită, hornblendă și diopsid. Așa încât cristalizarea biopiribolului a durat cel puțin cât a plagioclasului.

In rocele bazice avem și exemple de resorbțiuni, minerale mai vechi fiind înlocuite cu altele mai recente «reaction relation». Astfel putem observă corodarea plagioclașilor bazici de către cei acizi, resorbțiunea hornblendelor și diopsidelor de către biotite, hornblendizarea diopsidelor, înlocuirea hornblendei brune de către alta verde, etc. Afară de acestea mai sunt fenomene de asimilări și pneumatolitice care complică lucrurile. Cele din urmă trebuie considerate ca având loc în ultima fază de consolidare a magmei (albitizarea și epidotizarea plagioclașilor, etc.).

In rocele cu structura porfirică, avem două timpuri distincte de consolidare. In primul timp s'au format fenocristalele mari și mici, iar în al doilea timp pasta. Fenocristalele sunt adesea corodate și resorbite în faza doua (cuarțul și uneori feldspatul corodate, hornblendele biotitizate, etc.). Cu unele excepțiuni, cam aceleași minerale formează și fenocristalele și pasta. Plagioclașii sunt mai frecuenți ca fenocristale, decât ca microlite în rocele porfirice acide; inversul are loc în rocele bazice. In rocele filoniene mai bazice, toate fenocristalele se împuținează dealtfel, ceeace înseamnă că prima fază de consolidare la rocele acide a fost relativ lungă. Abia la sfârșitul formării plagioclașilor a urmat faza de consolidare a pastei. In schimb la lamprofire în general faza doua are o importanță mai mare. Alte detalii s'au văzut la descrierea structurilor și vom da și la descrierea rocelor.

C) Descrierea microscopică a banatitelor

1. ROCELE MASSIVULUI

a) Granite banatitice

Aceste roce formează diferențierea granitică din partea de Nord a massivului (regiunea Godinova—Moravița inferioară).

Structura granitelor este hypidiomorf-grăunțoasă, adesea ușor porfirică, datorită mai ales plagioclașilor, iar textura e massivă, neorientată, roca având de obiceiu grăunțele mai mult sau mai puțin egale.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm: vezi tabloul de pe pag. următoare.

Ortoza pertitică și micropertitică, maclată Karlsbad, formează cristale neregulate, adesea cu tendințe idiomorfe. Plagioclașii maclați polisintetic, adesea idiomorfi, sunt zonați, având compoziția unui andesin cu 45—25% An (în medie 35—30% An). Determinările F [1]) au dat pentru granitul banatitic analizat următoarele compoziții ale plagioclașilor:

[1]) Aceste date sunt luate din lucrarea d-lui Șt. Ghika-Budești (19) asupra plagioclașilor zonați ai banatitelor regiunii Ocna de Fer. Datele luate din această lucrare le-am

Institutul Geologic al României

	I	II
Sâmburele	42% An	35 și 38% An
Zona externă	22% An	28—18% An

Cuarțul formează grăunțe rotunjite, adesea idiomorfe față de ortoză. Biotita e brună. Hornblenda comună verde apare numai în varietatea porfirică.

In proiecția lui JOHANNSEN rocele acestea se grupează în câmpul leucogranitic (126) respectiv granitic (226).

Procentul de SiO_2 calculat este de 70—74, iar analiza chimică a varietății porfirice dă 70,91.

Mineralele	Limite	Media	Roca analizei Nr. 3	Dimensiunile [1])
Ortoza	40 —47,5%	44%	40%	1,8 : 1,4—0,3 : 0,2
Cuarț	25 —31%	28,5%	25%	1,4 : 1—0,15 : 0,15
Plagioclas	20 —30%	24,5%	30%	(6 : 3)—1,9 : 1,6—0,4 : 0,2
Hornblendă . . .	0 — 3%		3%	(5 : 1)—2 : 0,6—0,3 : 0,14
Biotită	0,5— 1,5%		0,5%	0,35 : 0,14—0,14 : 0,07
Minereu negru . .		3%	1%	0,6 : 0,3—0,07 : 0,07
Titanită	0,5— 1%		0,5%	
Apatită				

Tipul magmatic după NIGGLI (46) la care aparțin, ar fi cel granodioritic-adamellitic (tendință mediterană).

Noi le vom numi granite banatitice, ținând socoteală de predomnirea ortozei asupra plagioclașilor și de bogăția lor în cuarț.

b) Granodiorite

Sunt rocele eruptive cele mai răspândite din regiune, ele formând cca mai mare parte a massivului banatitic.

însemnat prin litera F. Țin să mulțumesc și cu această ocazie d-lui ȘT. GHIKA-BUDEȘTI pentru amabilitatea cu care mi-a pus la dispoziție manuscrisul lucrării d-sale.

Accentuiez că determinările făcute de mine, cu ajutorul metodelor obișnuite, sunt cu mult anterioare determinărilor prin metoda Fedoroff și deci nu sunt deloc influențate de acestea din urmă.

Determinarea feldspaților plagioclași am făcut-o atât pe secțiuni orientate optic, folosindu-mă de lucrarea d-lor Prof. L. DUPARC și M. REINHARD (17) cât și pe secțiuni maclate după complexul Ab + K, întrebuințând curbele lui FOUQUÉ refăcute de ALEX. KÖHLER (39) în special pentru plagioclașii foarte bazici (> 65% An) la cari curba *Sup* nu se mai poate aplică, întrebuințând bineînțeles numai seriile de valori ce se țin cât mai aproape de aceeaș abscisă. Rezultatele obținute prin curbele lui KÖHLER s'au verificat prin cele obținute prin curba pg¹ (DUPARC-REINHARD, 17, pag. 23).

[1]) In paranteză am dat dimensiunile cele mai mari observate megascopic.

Institutul Geologic al României

Structura lor este hypidiomorf-grăunțoasă, mai mult sau mai puțin porfirică, din cauza plagioclașilor cari contrastează adesea, prin mărimea lor, cu restul mineralelor. Textura e massivă (Pl. III, Fig. 1).

Bazați pe micile variațiuni de structură, textură și compoziție procentuală, putem deosebì:

Granodiorite cu cuarț idiomorf, având grăunțe de cuarț mai mult sau mai puțin idiomorfe cuprinse în ortoză.

Granodiorite cu cuarț ofitic-diabasic, cuarțul formând plaje neregulate, străpunse de stinghii mici de plagioclași zonați sau corodate neregulat de ortoză și având extincție unduloasă. Ele sunt în acelaș timp ceva mai bogate în mafite (15—19%) și par a face tranziția la separațiunile melanocrate mafite = minerale mafice, 38, pag. 45).

Se înțelege că există roce în care întâlnim pe lângă grăunțe mici de cuarț aproape idiomorfe, și grăunțe mai mari neregulate, unduloase și cu incluziuni de plagioclași mici, nu departe de a devenì ofitice-diabasice.

Granodiorite porfirice obișnuite, la care structura porfirică este mai accentuată.

Granodiorite porfirice mai deschise, mai sărace în mafite (5—8%), dar în acelaș timp mai bogate în cuarț (22,5—29%) au o structură porfirică mai pronunțată, cu fenocristale de plagioclas și mafite într'o pastă de aspect aplitic. Sunt roce care fac tranziția la granodioritporfiritele acide.

Granodiorite de apofiză (vezi la rocele apofizelor).

Am mai spus în altă parte că nu poate fi vorba de urmărirea acestor varietăți pe teren. Ele având toate o compoziție granodioritică le-am calculat pe toate împreună.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm: vezi tabloul de pe pagina următoare.

Plagioclasul este un andesin zonat recurent, cu alternanțe dese și subțiri de zone mai bazice și zone mai acide. Compoziția lui medie este 42% An (35—45% An); în sâmburii și zonele bazice ea ajunge la 54% An, pe când în zonele subțiri marginale ea scade la 20% An.

Numeroasele determinări F au dat pentru părțile centrale: (64—60—54)—52—35—(28)% An, iar pentru zonele externe 35—20 (—18)% An. Cifrele din paranteză au fost întâlnite rar.

Plagioclasul este maclat după legea albit + Karlsbad și legea periclin. El este proaspăt, mai adesea idiomorf, formând cristale mari, bine desvoltate, pe lângă stinghii mai mici. Mai rar se observă în partea centrală incluziuni microlitice de biotită, hornblendă și minereu. In unele secțiuni, mai mult în cele de granodiorite porfirice mai deschise, se văd plagioclași cu interiorul neomogen, insule sau porțiuni de zone mai bazice fiind înconjurate de substanța mai acidă

Institutul Geologic al României

a zonelor marginale. Acești indivizi conțin de regulă și sericită și sunt puțin mai tulburi.

O r t o z a conține de obiceiu șuvițe micro- și criptopertitice. Acestea sunt uneori așà de fine, drepte, strânse și paralele încât ar puteà fi confundate cu un clivaj sau cu o maclațiune foarte fină. Ele sunt aproximativ paralele cu direcția $n'\gamma$. Ortoza e mai totdeauna tulbure. Cu obiectivul cel mai puternic se observă puncte și incluziuni neregulate extrem de fine, cu un puternic relief negativ ce se ordonează, de preferință, dealungul șuvițelor criptopertitice, cum se poate observà mai bine în ortozele mai limpezi. Ortoza are un unghiu al axelor optice

Mineralele	Limite	Media (din 25 secț.)	Roca analizei Nr. 6	Dimensiunile
Plagioclas	42—70%	55,5% { 23,3 an / 32,2 ab	55%	(10: 5)—5:1,8—1,5: 0,7 —0,6: 0,2
Cuarț	10—30%	19,2%	15%	1,6: 1,4—0,4: 0,4 —0,15: 0,15
Ortoză	4—20%	10,6%	10%	2,8: 1,7—0,7: 0,28
Hornblendă . . .	0—12%	6,5%	11%	(10: 2,5)—5: 1—1,45: 0,35 —0,28: 0,1
Biotită	2—10%	6,5%	7%	(6 : 5)—2,5: 2—0,8: 0,2 —0,14: 0,1
Biotită + hornblendă	5—19%	13%	18%	
Accesorii și secundare: Magnetită, titanită, apatită, zircon, pirită; rutil, epidot, clorită, sericită, calcită.	1— 3%	1,7%	2%	Minereu 0,28: 0,2— 0,05: 0,05 Titanită 0,56: 0,42— 0,07: 0,07 Apatită 0,14: 0,12— 0,07: 0,03 Zircon 0,14: 0,1

relativ mic (ca 50—60°). Ea reprezintă ultimul mineral consolidat, având forme allotriomorfe și formând adesea plaje mai mari și neregulate, în care sunt incluse celelalte minerale.

Despre felul de a se prezentà al c u a r ț u l u i am vorbit mai sus. In unele cazuri rare se văd concreșteri vermiculare cu ortoza.

H o r n b l e n d a c o m u n ă v e r d e ($c : n\gamma = 17°$; $\Delta = n\gamma - n\alpha = 0{,}023 — 0{,}024$) are policroismul obișnuit verde și gălbui, este uneori idiomorfă dar și adesea xenomorfă. Conține foițe de biotită și incluziuni de apatită, zircon magnetită, plagioclas, titanită.

B i o t i t a are un policroism brun-închis și galben palid. Este adesea idiomorfă. Uneori prezintă margini rezorbite și atunci se depun grăuncioare de

Institutul Geologic al României

magnetită împrejur. Este adesea găurită de incluziuni de plagioclas cu care este concrescută astfel că direcțiunea alungirii acestuia este paralelă cu clivajul gazdei. Biotita mai conține incluziuni de apatită, zircon, rutil, magnetită, epidot, titanită. Se observă și lamele și margini verzi cloritizate. Aureole policroice sunt rare și atunci de obiceiu sunt foarte mici încât pot fi ușor trecute cu vederea. Foarte rar câte o aureolă mai mare.

Dintre accesorii, magnetita este mai frecventă, apoi vine apatita idiomorfă și titanita uneori strict idiomorfă, alteori xenomorfă și scheletică, cu un rar și slab policroism bruniu. Titanita mulează magnetita.

Rocele descrise se proiectează în câmpul granodioritic (monzotonalitic, 227') din tetraedrul lui JOHANNSEN, desimea proiecțiunilor fiind mai mare sub linia Q 25 și între razele O 5—15.

SiO_2 calculat din media generală este 63,5%, foarte apropiat de procentul de SiO_2 al analizei Nr. 6, care este 62,14. Calculând procentul de SiO_2 pentru toate secțiunile de granodiorite, am observat că el variază între 59 și 65, iar la granodioritele porfirice mai deschise și mai sărace în mafite, el ajunge la 67,5—69,5% ceeace arată că aceste roce sunt în acelaș timp și mai acide Tipul magmatic după NIGGLI al granodioritului analizat este opdalitic-granodioritic.

c) Separațiuni melanocrate

Sunt separațiuni magmatice de obiceiu de dimensiuni foarte reduse, produse prin o diferențiere locală, ce se traduce prin o concentrațiune de minerale melanocrate în dauna celor leucocrate, legată și de aspecte structurale speciale, care indică o tendință lamprofirică.

Structura lor este holocristalină-grăunțoasă, uneori porfirică.

Fenocristalele sunt de obiceiu plagioclași, mai rar hornblende și biotite. Distribuția lor este capricioasă; de regulă sunt rare sau lipsesc. In unele părți pot să fie însă foarte numeroase, încât pasta se împuținează mult. Deasemenea și pasta prezintă numeroase variațiuni de aspecte. Găsim paste panizometrice, în care apar uneori plaje de cuarț și ortoză, pline de cristale mici izometrice de plagioclași, biotite, hornblende. Mai sunt paste cu mici plaje de cuarț ofitic-diabasic și cu o ușoară textură divergentă din cauza plagioclașilor; acestea se apropie de granodioritele cu cuarț ofitic-diabasic. Frecvente sunt pastele net divergente, plagioclașii, biotitele și hornblendele fiind desvoltate ca stinghii lungi ce se întretaie în toate părțile umplând pe alocuri câte o plaje mare de ortoză și cuarț, pline cu incluziunile celorlalte minerale.

Dimensiunile fenocristalelor sunt acelea ale mineralelor mai desvoltate din granodiorite. Grăuntele mediu al pastei are 0,3—0,6 mm, iar grăunțele cele mai mici sunt de 0,15—0,05 mm.

Compoziția mineralogică procentuală a separațiunilor melanocrate:

Institutul Geologic al României

	Limite	Media
Plagioclas	43—64%	52%
Cuarț	5—18%	12%
Hornblendă	11—24%	16%
Biotită	5—15%	12%
[Hornblendă+biotită	23—39%	28%]
Ortoză	2— 5(—10)%	5%
Magnetită, apatită, titanită, zircon, pirită, epidot, calcită	1— 4%	3%

Plagioclasul este acelaș andesin și labrador zonat dela granodiorite, însă foarte rar mai prezintă recurențe. In unele separațiuni el este chiar ceva mai bazic, centrul lui fiind de obiceiu corodat de o rețeà de plagioclas acid, încât nu a mai rămas decât o ramă bazică în apropierea marginii plagioclasului; în centru ochiurile rețelei au aceeaș extincție ca rama.

Determinările F au dat pentru sâmbure compoziținni frecvente cuprinse între 60—52—45—35% An, mai rar 73—68% An, iar pentru zona marginală 25—20—(13)% An. Celelalte minerale ca la granodiorite.

In tetraedrul lui JOHANNSEN proiecțiunile separațiunilor cad în câmpul granodioritelor în apropierea câmpului tonalitic, iar una chiar în partea de jos a acestui din urmă câmp. SiO_2 calculat variază între 55—59%.

Separațiunile melanocrate au un caracter oarecum semilamprofiric. Față de granodiorite se deosebesc, afară de diferențele structurale, prin scăderea cuarțului și ortozei și prin înmulțirea mafitelor.

Noi le vom numì microgranodiorite, respectiv microgranogabbrouri, după cum plagioclasul este un andesin sau un labrador. Un exemplu de separațiune microgranogabbroidă ar fi acela de pe V. Dognecei, vis-à-vis de Og. Opârnecea (Pl. III, Fig. 2).

2. ROCELE APOFIZELOR

a) Roce intermediare granito-granodioritice

E vorba de rocele apofizei din galeria Reichenstein II și a micei apofize din marginea massivului, vis-à-vis de Og. Vintilii.

Structura lor este grăunțoasă, uneori izometrică, alteori inomogenă, putând varià în aceeaș secțiune, fiind într'un loc porfirică, în altul mărunt aplitică, iar în altul izometrică cu grăunțele mai mari. In structurile izometrice se găsesc grăunțe de cuarț undulos din cauza incluziunilor de mici plagioclași, textură ce amintește pe aceea a cuarțului ofitic-diabasic dela granodiorite. In marginea de Nord a apofizei Reichenstein II roca e un aplit intermediar. Această variațiune de structuri în aceeaș apofiză și chiar în aceeaș secțiune ne arată că avem de a face cu roce intermediare cu tendințe aplitice, granitice și granodioritice, cum arată și compoziținnea procentuală:

Institutul Geologic al României

Mineralele	Limite	Media	Aplitul intermediar	Dimensiunile în mm
Plagioclas	35—44%	40%	18%	Fenocristalele de plagioclas 5) — 1,25 : 0,5 — 0,75 : 0,35.
Cuarț	28—34%	31,5%	38,5%	
Ortoză	20—30%	25%	43%	
Biotită și hornblendă	2,5—4%	3%		Pasta 0,25—0,05
Magnetită	0,5—1%	0,5%	0,5% (minereu și biotită)	Structuri izometrice 0,7 : 0,5—0,25 : 0,25
Titanită				
Apatită				
Zircon				

P l a g i o c l a s u l seamănă cu cel din granitele banatitice, este zonat, având o compoziție cuprinsă între 45—20% An.

Determinările F au dat:

Centrul . . . . . 43—31% An
Zona externă scade până la . 22—18% An

Plagioclasul aplitului intermediar este un oligoclas cu 10—15% An.

Proiecțiunile acestor roce cad între granite și granodiorite (leucogranodiorite 127). SiO_2 calculat variază între 72 și 74%. Poziția lor intermediară granito-granodioritică reiese clar și din compoziția lor.

Aplitul intermediar se proiectează între granite și aplitele acide (leucogranit 126).

b) Granodiorite de apofiză

Aici am întrunit roca apofizei din partea de NW a Tereziei Mari, enclava din malchitul aceleiași mine și roca granodioritică a apofizei Ferendia.

Compoziția mineralogică procentuală a acestor roce este cuprinsă în limitele ce le-am dat la granodiorite, deaceea le-am și calculat acolo. Aciditatea lor variază între 60—63% SiO_2 (determinări de SiO_2 pentru rocele din Terezia și analiza Nr. 5).

Structura acestor roce este influențată de desvoltarea stinghiilor de plagioclas, care din cauza dimensiunilor puțin variate, produc aspecte mai mult sau mai puțin divergente. Câte un plagioclas sau hornblendă mai mare formează fenocristale. Hornblendele sunt de regulă resorbite de biotită. [1])

[1]) Dimensiunile mineralelor în mm:

Fenocristalele de plagioclași (mai rari)		5 : 3 — 2,8 : 1,4 — 1,7 : 1
Stinghiile obișnuite de plagioclas		0,85 : 0,3 — 0,55 : 0,15
Hornblenda		1,4 : 0,8 — 0,7 : 0,2
Cuarțul și ortoza		0,4 — 0,05
Biotita	agregate (pseudomorfoze după amfiboli)	4,2 : 1,7 (rar) — 1 : 0,7
	foițe libere	0,55 : 0,15 — 0,15 : 0,05
Ortita		0,25 : 0,25

Institutul Geologic al României

Plagioclasul acestor roce este ceva mai bazic ca cel din granodioritele massivului, având o compoziție medie de 45—55% An, în sâmburii bazici ajungând 60% An, iar în zona externă 20% An. Și aspectul lor e puțin mai diferit fiind mai rar zonați recurent.

Granodioritul apofizei nord-vestice din Terezia Mare este foarte asemănător cu unele granodiorite cu cuarț ofitic-diabasic, deoarece cuarțul lui posedă aceeaș structură. Mafitele sunt reprezentate prin hornblende cu incluziuni de biotite. Plagioclașii mari au centrul mare bazic (labrador-bytownit) ciuruit de o rețeà acidă (oligoclas) care îl resoarbe.

Determinările F au dat:

Centru . . . . . (80—70), 70—50% An
Zona externă . . . . . 35—28—20% An

Granodioritul enclavei din malchit este mai pronunțat divergent. Cuarțul nu mai are caracterul de mai sus, el e neregulat, adesea izometric și mărunt. Hornblendele sunt uneori complet resorbite de foițe de biotită. Plagioclașii au 62—16% An.

Granodioritul din apofiza Ferendia este format din vreo: 70% plagioclas, 12% cuarț, 10% biotită, 5% ortoză, restul fiind pirită, rutil, apatită, zircon, ortită, epidot. Cuarțul, mai mult izometric, prezintă câteva concreșteri vermiculare radiare cu ortoza. Printre plagioclași sunt și unii cu înguste zone recurente, asemănători celor din granodioritele massivului.

Determinările F au dat 52—40—30—18% An.

Caracteristica acestei roce este însă biotita roșcată cu aureole policroice frecuente, mai mari și mai intense decât rarele aureole policroice din celelalte granodiorite. Biotita aceasta e măruntă și formează adesea aglomerări, foarte probabil pseudomorfoze după o hornblendă.

De notat și prezența ortitei.

Pe Og. Tomii am observat și roce mai deschise la culoare, slab porfirice, plagioclașii contrastând cu restul mineralelor mai mărunte, care produc o structură aproape aplitică. Biotitele mărunte sunt acì brune ca în massivul banatitic și au slabe și rare aureole policroice.

Roca cu biotita roșcată a fost analizată (analiza Nr. 5); are un chimism opdalitic și este izofală. $SiO_2 = 63{,}22\%$. Această rocă are un caracter aparte care se datorește foarte probabil influenței gneiselor violacee din jurul ei, în care s'a intrus.

S'ar părea că banatitul a împrumutat biotita roșcată din aceste gneise, care au exact aceeaș biotită, cu aceleași aureole policroice puternice (cf. descrierea gneiselor violacee, pag. 70).

Institutul Geologic al României

c) Granogabbrouri

Am studiat microscopic numai granogabbrourile din V. Moraviței și V. Ferendiei. Un tip mai pregnant și cu înfățișare mai grăunțoasă este cel din apofiza Terezia și cel din Paulus (Pl. III, Fig. 3).

Structura acestor roce este hypidiomorf-grăunțoasă și prezintă aspecte ce variază aproape în fiecare secțiune. Intâlnim aspecte aproape echigranulare, uneori cu mineralele mai mult sau mai puțin izometrice (a), alteori cu mineralele alungite (b) dispuse divergent, câte un plagioclas sau mai ales hornblendele fiind ceva mai desvoltate (a b) ca celelalte cristale.

Adesea găsim și structuri inechigranulare cu fenocristale desvoltate de hornblendă, biotită și plagioclas (cd) și o pastă când cu grăuntele mai mare (c), când mai măruntă (d) și puțin divergentă. Se înțelege că sunt tranzițiuni între aceste structuri. In fine putem găsi aspecte neomogene, în aceeaș

Mineralele	Limite	Media	Roca analizei Nr. 8	Dimensiunile
Plagioclas	45—67%	56,2%	45%	a) 1 : 0,75—0,35 : 0,35
Hornblendă . . .	10—30%	18,9%	18%	b) 1,25 : 0,5—0,75 : 0,25
Biotită (și clorită) .	0—15%	6,1%	15%	ab) 2,5 : 1
Hornblendă + biotită	20—33%	25%	33%	c) 0,55 : 0,2
Cuarț	4—15%	9%	14,5%	d) 0,3 : 0,15—0,1 : 0,05
Ortoză	1—12%	6,3%	5%	cd) 5 : 2—3,5 : 1—1 : 1
Magnetită, titanită, apatită, zircon, pirită, pirotină, (epidot, calcită) .	2— 5%	3,5%	2,5%	e_1) 0,05 e_2) 0,3—0,5 e_3) 5 : 2—3 : 0,5—1,5 : 1

secțiune chiar, cuiburi și benzi cu grăuntele foarte mărunt (e_1) făcând loc la porțiuni cu cristale mai mari (e_2) izometrice, alungite, concrescute vermicular (cuarț + ortoză), pe lângă care se mai adaugă fenocristale de hornblendă (e_3) ciuruite poikilitic de grăuntele mici; în diversele aceste porțiuni poate varia mult și cantitatea procentuală a mineralelor. Toate variațiunile de structură afară de (a) le-am observat în apofiza Ferendia, iar în apofiza Terezia și Paulus, domină (a), (b) și (c). Texturile sunt massive; numai în cazul structurii cu benzi și cuiburi textura este puțin orientată.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în mm:

P l a g i o c l a s u l este idiomorf și mai bazic decât în granodiorite, fiind un labrador cu cca 65—55% An, putând ajunge pe de o parte la 75% An în sâmbure, pe de alta la 50—20% An în zone. Tipul plagioclasului este diferit de cel granodioritic. Sâmburele bazic este mare și e înconjurat de o zonă îngustă în care compoziția scade foarte repede, uneori brusc. Foarte adesea

Institutul Geologic al României

acest sâmbure este resorbit de un plagioclas mai acid care îl corodează în mod neregulat. Alteori sâmburele este mai mic încât zona acidă este mai lată și extincția se deplasează mai puțin brusc dela centru spre margini. Se văd și aici recurențe, dar mai rar și nu așà de numeroase ca la plagioclașii granodioritici.

Numeroase determinări F au dat pentru partea centrală valori frecvente cuprinse între 90—45% An, cu frecvențe mai mari în jurul lui 80% și 60—50—45% An, iar pentru zonele marginale și coroziunile acide, valorile variază între 45—8% An, cu o frecvență mai mare în jurul lui 25% An.

Hornblenda este de două feluri: verde-brună și comună verde. Prima pare a fi hornblenda mai veche, pe margini fiind tivită cu zone de hornblendă verde. Adesea cea verde-brună se găsește ca pete și benzi în cea verde comună. Intr'o singură secțiune am văzut rare grăunțe de diopsid în hornblendă.

Biotita este și ea de două feluri: o biotită brună, la fel cu cea din granodioritele massivului și o biotită roșcată la fel cu cea din granodioritul apofizei Ferendia, având și aureole policroice intense. A doua am găsit-o numai în granogabbrourile de pe Ferendia în special în partea de lângă Og. Tomii, în varietatea amfibolică granogabbroidă a banatitului (b de mai sus). Se mai află și o biotită intermediară. De obiceiu biotita se află mai mult sau mai puțin bogat inclusă în hornblende, dar se află și liberă, chiar ca fenocristal. Uneori e complet cloritizată, iar alteori lipsește. Biotitele și hornblendele sunt de multe ori ciuruite de plagioclași mici încât adesea sunt scheletice.

Cuarțul și ortoza sunt xenomorfe și nu rareori formează mici concreșteri grafice sau vermiculare.

Pirotina am întâlnit-o numai în rocele apofizei Ferendia.

O parte din granogabbrouri, în special cele mai mărunte (porfirice și divergente), se aseamănă cu separațiunile melanocrate microgranogabbroide ale massivului; nu e exclus ca și ele să se afle sub formă de separațiuni (Ferendia).

Comparând granogabbrourile cu granodioritele, observăm că la primele plagioclasul e mai bazic, cuarțul și ortoza sunt mai reduse, iar hornblendele, în special, mult mai importante, fiind în acelaș timp în bună parte din specia verde-brună.

Proiecțiunile acestor roce se află în majoritate în câmpul granogabbrourilor (237), în apropierea cuarț-gabbrourilor. Numai una cade în câmpul acestora din urmă (238). Deaceea am preferat să numesc aceste roce granogabbrouri (după JOHANNSEN) și nu diorite. Procentul de SiO_2 calculat variază între cca 53 și 58. Analiza Nr. 8 reprezintă roca din Paulus și face parte din granogabbrourile mai acide. Chimismul ei este normaldioritic—cuarț-dioritic.

Institutul Geologic al României

d) Roce gabbroide

Acestea sunt iarăși roce foarte variate, încât e preferabil să descriem pe scurt fiecare varietate în parte.

a) Gabbro

Această rocă se întâlnește în apofiza Ferendia și în apofiza Terezia, dealungul fostului decauville. Structura ei este gabbroidă, echigranulară, cu mineralele în formă de stinghii late și divergente (Pl. III, Fig. 4). Roca se compune din:

Mineralele	Limite	Media	Dimensiunile în mm
Plagioclas	50—60%	55%	3 : 1,2—0,56 : 0,3 Grăuntele mediu cel mai frecvent 1,4 : 0,55—1 : 0,3
Diopsid	46— 5%		
Hornblendă . . .	0—25%	42%	1,7 : 0,85—0,56 : 0,28
Biotită	0— 7%		
Titanită, pirotină, pirită, apatită, rutil, epidot, calcită	4— 3%	3%	0,4 : 0,25—0,14 : 0,14—0,2 : 0,05

Plagioclașii sunt bazici având 75—60% An în sâmburi mari și 55—35—20% An, în zone care corodează sâmburele.

Determinările F: 97—70%, 62—50—28% An.

Diopsidul e incolor, cu o foarte slabă nuanță verzue. Uneori conține hornblendă iar alteori e inclus ca mici grăunțe într'o hornblendă verde-albăstrue palidă, formată probabil pe seama diopsidului. Biotita brună-roșcată nu are aureole policroice și se află concrescută în hornblende și diopside. Este adesea complet cloritizată. Titanita, pirotina și apatita sunt cele mai frecvente accesorii.

Rocele se proiectează în câmpul gabbrourilor (2312). Procentul de SiO_2 calculat variază între 48 și 52%.

β) Gabbro plagioclasic

L-am aflat sub formă de enclavă în blocurile de malchit din Terezia Mare (filonul central).

Are structura porfirică, produsă de fenocristalele de hornblendă verde-brunie, pe cale de rezorbire de către biotite brune-verzui și de către hornblende secundare verzui-albăstrui.

Pasta o formează plagioclașii dreptunghiulari și echigranulari cu sâmburi mari bazici de 88—65% An, zone subțiri intermediare cu 55—50% An și externe cu 22—17% An.

Institutul Geologic al României

Determinările F: sâmburele 82—80%, 60% An; zonele 60, 48, 35, 20—15% An.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Plagioclas	70%	1:0,55—0,4:0,15
Hornblendă	12%	5:2—1,5:0,5
Biotită	10%	
Cuarț	3%	
Pirită	3%	
Magnetită	1%	
Titanită, apatită, epidot, ortită	1%	

Se întâlnesc prin interstiții concreșteri foarte fine de cuarț + feldspat cu aspecte perlate, tigrate, vermiculare. Afară de acestea se mai găsesc și agregate sferolitice cu semnul radiar pozitiv și cu indicele de refracție mai scăzut decât al balsamului. Sferolitele par a fi corodat marginile feldspaților și se află și incluse în aceste margini (cuarț in?).

SiO_2 calculat ar fi 47. Roca se proiectează în câmpul gabbrourilor (2312).

γ) Cuarțgabbro

Este roca principală din peretele de NE al Tereziei Mari (marginea apofizei Terezia).

Structura este holocristalină-grăunțoasă și porfirică, datorită fenocristalelor de amfiboli și plagioclas. Pasta este mai mult echigranulară, datorită mineralelor dreptunghiulare scurte și izometrice. Se găsesc mici cuiburi cu grăunțele foarte mărunte.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Plagioclas	44%	1,5:0,8—0,4:0,25
Hornblendă	34%	7:1,5—1,5:0,5
Biotită	10%	0,5:0,25—0,15:0,1
Cuarț	8%	0,3:0,2—0,1:0,1
Magnetită și pirită	2,5%	0,4:0,25—0,05:0,05
Titanită, apatită, zircon, epidot	1,5%	apatită 0,56:0,15

Plagioclașii au sâmburi uneori de 83—67% An, alteori de 55—45% An și zone înguste a căror compoziție scade repede la aceea a unui oligoclas cu 22—16% An.

Determinările F: 80, 58, 50, 48, 40, 30—25—10% An.

Hornblenda verde-brună are marginile neregulate și verzui, iar centrul conține dungi negricioase formate din praf de minereu. E găurită de plagioclași și plină de foițe de biotită brună, puțin roșcată, și care nu

Institutul Geologic al României

apare decât în hornblende. Cuarțul e xenomorf și crăpat. Apatita e bine desvoltată și e prismatică.

Cuiburile microgrăunțoase sunt alcătuite din plagioclas, biotită, magnetită și ceva epidot.

După metoda lui JOHANNSEN roca se proiectează în partea de jos a câmpului (238) este deci un cuarțgabbro. Analiza chimică Nr. 13 arată un chimism gabbrodioritic cu tendințe essexitgabbroide (seria sodică) și sommaitdioritice (seria potasică).

δ) Sienogabbro

La poalele ivirii de cuarțgabbro descris mai sus se află o rocă măruntgrăunțoasă cu structură aproape echigranulară, formată din :

Plagioclas	70%	1,5 : 0,8—0,3 : 0,15
Ortoză	12%	0,56 : 0,4—0,2 : 0,15
Diopsid	11%	1,2 : 0,35—0,4 : 0,15
Biotită olive	2%	0,3 : 0,15
Hornblendă olive		1,5 : 0,8
Magnetită	4%	0,3 : 0,2—0,05 : 0,05
Titanită, apatită și rutil . . .	1%	0,8 : 0,2—0,15 : 0,1

Plagioclasul are sâmburi mari cu 86—70% An și plaje marginale largi cu 24—16% An. Zonele intermediare sunt foarte reduse, sâmburele e corodat de zonele acide.

Determinările F:

Sâmburele	75% An
Coroziunile	55—52% An
Zonele externe	28—15% An

Ortoza, adesea micropertitică, e foarte răspândită în plajele oligoclasice în care formează pete tulburi neregulate. Ea învelește uneori plagioclașii și face impresia de a-i fi corodat.

Diopsidul (c: $n\gamma = 44—50°$, $n\gamma - n\alpha = 0{,}029$) este incolor-verzui palid, e mai proaspăt și mai reliefat decât diopsidul gabbroului descris la început. Prezintă uneori pete și zone ceva mai pronunțat verzui. Include câteodată foițe de biotită. Diopsidul e idiomorf. Nu vine niciodată în contact cu sâmburele bazic al plagioclașilor și este totdeauna mulat și chiar cuprins întreg în plaja oligoclasului.

Biotita ($n'\gamma$ brun-olive, $n'\alpha$ galben deschis) conține adesea sagenită și e neregulat concrescută înăuntrul și în jurul diopsidului și rarelor resturi de hornblendă olive.

Roca are caracter monzonitic.

Institutul Geologic al României

Proecțiunea rocii cade în câmpul sienogabbrourilor (2311'). SiO_2 calculat e 52,6, iar analiza Nr. 10 dă 53,37. Chimismul e intermediar, normaldioritic (pacific)—essexitic (atlantic)—normalmonzonitic (mediteran). Cam deranjează diagrama de diferențiere a banatitelor. Cred că e vorba de o rocă contaminată la contact.

ε) Melagabbro

Provine din același loc ca sienogabbroul. Structura rocei amintește pe aceea a cuarțgabbroului și are afinități cu aceea a sienogabbroului. Structura porfirică se datorește hornblendelor și biotitelor mari. Se întâlnesc și cuiburi microgrăunțoase ca la cuarțgabbro.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Plagioclas	45%	0,7 : 0,4—0,2 : 0,15
Biotită	25%	2 : 0,7—0,3 : 0,2
Diopsid	15%	1,5 : 0,6—0,3 : 0,15
Hornblendă olive	12%	10 : 2—3 : 1,5—1,6 : 0,56
Magnetită, pirită, apatită, titanită, (spinel verde)	3%	0,56 : 0,3—0,05 : 0,05

Plagioclasul ca la cuarțgabbro. Determinările F au dat: centru 85—73% An, zone 55—35, 22—13% An. Diopsidul și hornblenda ca la sienogabbro. Biotita e brun-închisă cu nuanță olive și foarte policroică. Cuarțul și ortoza lipsesc complet.

Cuiburile microgrăunțoase foarte desvoltate în unele secțiuni, sunt pline de biotită, plagioclas bazic, magnetită, epidot, sericită, printre care se poate observă și câte un grăunte de spinel verde. Structura acestor cuiburi seamănă cu aceea de corneană. Cred că avem aface cu enclave asimilate.

Proiecțiunea rocei cade în vârful P al tetraedrului lui JOHANNSEN și aparține câmpului (3312). Este deci un melagabbro. SiO_2 calculat e 46,3 iar analiza Nr. 14 dă 48,4. Și aici chimismul e intermediar pacific-alcalin. Și această rocă trebuie să fie contaminată la contact.

ζ) Roce intermediare gabbroide

Variațiunea rocelor granogabbroide și gabbroide e probabil și mai mare, din cauza capricioasei variațiuni în compoziția mineralogică și în structură, datorite condițiunilor nestabile care au domnit în apofizele mici mai ales la marginea lor. Sunt secțiuni care pot fi comparate în același timp cu mai multe din rocele granogabbroide și gabbroide de mai sus și care au caracter intermediar, ce face imposibilă orice clasare. De exemplu:

Institutul Geologic al României

O rocă din Terezia Mare, din peretele alterat dela Est, are un aspect megascopic asemănător unui granogabbro tip Paulus, coloarea fiind mai deschisă verzue-cenușie-roză. Microscopic seamănă cu cuarțgabbroul și cu unele granogabbrouri cu structuri inechigranulare. Proiecțiunea cade în câmpul sienogabbroului, deși nu seamănă cu acesta. Conține 60% labrador, 15% ortoză, 18% hornblendă verde, 5% diopsid, 2% epidot, titanită, minereu, apatită, zeoliți.

Altă rocă tot de acolo (la marginea apofizei) aparține prin structură tot la aceste roce, dar compoziția ei este plagiaplitică: 90% andesin, iar restul hornblendă secundară verzue palidă, epidot, clorită, titanită, apatită.

Exemplele acestea completează imaginea diversității ce domnește în apofizele banatitice.

e) Roce care au suferit transformări pneumatolitice hidrotermale

1. Roca cu hornblendele verzi într'o massă albă feldspatică, din deschiderea alterată din dreapta cuarțgabbroului din Terezia Mare este o varietate gabbroidă în transformare. Ea conține: 35% plagioclas, 40% hornblendă verde, clorită, calcită, 15% ortoză, 10% epidot, puțină titanită și apatită.

Plagioclasul este acid (15—20% An) și nemaclat. Se vede că e în transformare. Conține sericită, calcită și adesea epidot proaspăt, care îl înlocuește uneori. Hornblenda se cloritizează (clorita provine în parte din biotită), se calcitizează și e plină de grăuncioare secundare de titanită.

2. In digitațiunea granogabbroidă și gabbroidă a apofizei Ferendia am întâlnit deasemenea roce deosebite de cele descrise deja din aceà apofiză (vezi descrierea megascopică dela pag. 143).

Roca epidotică verzue-gălbue este grăunțoasă, inomogenă, având părți mai mult echigranulare și cuiburi cu grăuntele mărunt. Dimensiunile mineralelor variază între 1—0,15 mm, iar în cuiburi între 0,1—0,025 mm. Roca conține: 40% plagioclași albitici, 30% diopside, 10% hornblende brune ($n'\gamma$ brun, $n'\alpha$ gălbui-bruniu palid) și hornblende verzi-albăstrii, 5—10% epidot galben foarte policroic, 5% cuarț, 5% pirită și ceva magnetită, 1—3% titanită, apatită, puțină ortoză și biotită, calcită și clorită. In albite se află epidoți calcite și clorite.

Roca amfibolică verde închisă cu cruste limonitice este formată în mare majoritate din o hornblendă uniaxă negativă cu $n\gamma - n\alpha$ = cca 0,025, $c : n'\gamma = 12 - 16°$, dispersiunea $\varrho > v$ și policroismul $n\alpha$ galben-bronzat, $n\beta$ olive, $n\gamma$ albastru-verzui. In massa hornblendică se văd ochiuri albicioase-gălbui alcătuite din un oligoclas acid (10—15% An) rar maclat și uneori foarte turburat de grăunțe de epidot care îl înlocuesc treptat până ce nu mai rămâne altceva în rocă decât amfibol + epidot. Mai găsim până la 5% titanită, adesea idiomorfă, apatită, zircon, biotită, pirită, sericită (în plagioclași). Dimensiunile mineralelor: 0,3—2—5 mm.

Institutul Geologic al României

3. ROCELE FILONIENE

a) Silexite, micropegmatite și aplite

α) Silexite (Cuarț)

Diferențierea acidă a banatitelor poate să ajungă până la cuarț eruptiv, în care se mai vede uneori câte un feldspat plutind în massa de cuarț. Feldspatul este în parte ortoză, în parte un plagioclas cu cca 10% An. Cuarțurile eruptive conțin peste 95% cuarț, se proiectează în spațiul (110) al tetraedrului lui JOHANNSEN și se numesc silexite.

β) Micropegmatite

Sunt caracterizate printr'o structură eutectică micropegmatitică cu variate și frumoase concreșteri de cuarț și ortoză: radiare, penate, dendritice, vermiculate, cadrilate, romboidale, reticulate, punctiforme, cuneiforme, etc. Ortoza formează mai totdeauna fondul pe care se brodează în felul de mai sus cuarțul. Se observă uneori rare concreșteri neregulate și grosiere de cuarț și plagioclas și chiar myrmekite.

Compoziția mineralogică procentuală a acestor roce e foarte greu de evaluat din cauza concreșterilor. E de presupus că avem un raport eutectic, modificat puțin de prezența de porțiuni grăunțoase aplitice.

Pentru micropegmatitul din cariera Groza Mare (analiza Nr. 1) am făcut următoarea evaluare:

Ortoză micropertitică	60%
Cuarț	35%
Plagioclas (oligoclas acid)	3%
Biotită	1%
Minereu negru, rutil.	1%

Dimensiunile mineralelor variază dela zecimi de mm la câțiva mm.

SiO_2 calculat este 76,2%, iar SiO_2 din analiza Nr. 1 este 76,61%. Proiecțiunea cade la marginea din dreapta a câmpului (115), încât roca s'ar numi după JOHANNSEN ortoalaskit. Analiza chimică este aplitgranitică.

In general în aceste micropegmatite plagioclasul se află în cantități mici (1—4%). Biotita este scheletică, lungă și subțire. In unele roce mai întâlnim: apatită, zircon și chiar câțiva fluturași mari de o mică albă cenușie-verzue foarte palidă.

In micropegmatitul plagioclasic de pe Og. Tornii (V. Ferendiei), se găsesc concreșteri micropegmatitice între:

cuarț și ortoză, cu un sâmbure idiomorf de ortoză;

plagioclas și ortoză, cu un sâmbure idiomorf de plagioclas maclat albit;

plagioclas și cuarț cu un sâmbure idiomorf de plagioclas,

Institutul Geologic al României

In această rocă concreșterile de cuarț și plagioclas sunt mult mai frecvente ca celelalte concreșteri.

γ) Aplite

Sub microscop am deosebit două feluri de aplite, unele mai acide și altele mai bazice.

1. Aplitele granitice acide sunt cele mai frecvente. Au o structură panallotriomorf-grăunțoasă (microgranulitică), uneori panizometrică, alteori inomogenă, porțiuni cu bobul mare formând cuiburi în massa mai măruntă. Pe alocuri, în mijlocul structurii aplitice se vede câte o concreștere micropegmatitică.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Ortoză	50—65%	57,5%
Cuarț	30—40%	36 %
Plagioclas	4—6 %	4,75%
Biotită, magnetită, titanită, apatită, clorită, (turmalină, muscovită)	1—2 %	1,75%

Dimensiunile mineralelor variază între 1 și 0,1 mm. Grăuntele mediu are 0,5—0,6 mm în diametru.

Ortoza este totdeauna micropertitică; uneori se întâlnesc grăunțe rare de microclin. Cuarțul e izometric, rotunjit sau aproape idiomorf. Plagioclasul e un oligoclas cu 10—20% An și formează mici cristale dreptunghiulare maclate polisintetic. Biotita brună are numai într'o singură secțiune aureole policroice puternice; în acest caz roca mai conține turmalină albăstrue și muscovită.

Aplitele acide se caracterizează deci prin bogăția mare de ortoză și cuarț și prin cantitatea neînsemnată de plagioclas. Procentul de silice calculat variază între 75—76%. Proiectate în tetraedrul lui JOHANNSEN ele se grupează în spațiul (126′) în apropierea limitei spațiului (115). După JOHANNSEN ele s'ar numi aplite leucogranitice. Cum putem vedea din comparația tabelelor procentuale și a procentelor de silice, aplitele granitice acide și micropegmatitele sunt foarte probabil identice, deosebirile fiind mai mult de ordin structural.

Aplitele granitice acide sunt apropiate de granitele banatitice descrise la rocele massivului. Există și tranzițiuni prin creșterea cantității de plagioclas și schimbarea treptată a structurii, grăunțele devenind mai mari și mai egale.

Aici trebuie amintit și aplitul intermediar descris la rocele granito-granodioritice ale apofizei din galeria Reichenstein II.

2. Aplitele granitice bazice provin din Terezia Mare (vezi descrierea apofizei Terezia, pag. 142).

Structura lor se apropie de aceea a aplitelor acide, dar e modificată prin frecvența plagioclașilor zonați cari au tendința de a formă fenocristale izome-

Institutul Geologic al României

trice și alungite, și prin prezența fenocristalelor de hornblendă verde. Cuarțul formează grăunțe izometrice și concreșteri micropegmatitice cu ortoza.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

Mineralele	Limite		Media	Dimensiuni
Ortoză micropertitică .	45—55%		50%	
Plagioclas (andesin-oligoclas acid) . . .	25—33%		27,5%	structuri porfirice: fenocristale 1,2—0,6 : 0,45—0,2
Cuarț	12—28%		18,5%	pasta 0,12—0,03 : 0,09—0,03;
Hornblendă comună verde	0— 2%			structuri panallotriomorfe:
Magnetită.	1— 1,5%	2 ↓ 5%		grăuntele mediu 0,3—0,5 în diametru.
Titanită idiomorfă . .	0— 1,5%		4%	
Biotită brună	0— 1%			
Apatită, epidot . . .	0— 0,5%			

După cum se vede aplitele bazice au cuarț mai puțin decât aplitele acide, dar mai mult plagioclas. Prezența hornblendei le apropie de granite, iar concreșterile micropegmatitice ocazionale și structura generală le apropie de aplitele acide. Proiecțiunea aplitelor bazice cade în spațiul (126) și (226) sub rocele granitice. SiO_2 calculat este 66—67 și 74%.

Aici aș menționă și p l a g i a p l i t u l cu 90% plagioclas din Terezia Mare, descris la rocele intermediare gabbroide la pag. 180.

V i n e d e o r t o z ă ș i c u a r ț. Tot aici trebuie să mai menționez vinișoarele subțiri (cca 0,1 mm grosime) de ortoză, de cuarț sau ambele la un loc, ce străbat prin diversele roce studiate din Terezia Mare.

b) Cuarțkeratofire

Aceste roce, întâlnite mai ales dealungul zonelor tectonice, au structura porfirică, datorită fenocristalelor de plagioclași albitici și cuarț cuprinse într'o pastă fină alcătuită din aceleași minerale. Structura porfirică e seriată [1]) existând fenocristale de diverse mărimi. Textura e neorientată. Raportul dintre fenocristale și pastă este variabil. Putem deosebì:

C u a r ț k e r a t o f i r e c u f e n o c r i s t a l e p u ț i n e (15—20%) din care cca 5% sunt de cuarț (într'o rocă cuarțul lipsește complet dintre fenocristale) și 10—15% de albită.

C u a r ț k e r a t o f i r e c u f e n o c r i s t a l e m u l t e (cca 45—50%) din care cca 25% cuarț (k e r a t o f i r u l p r o t o c l a s t i c dela capătul de Est, malul stâng al lacului « La Zid », V. Ferendiei).

[1]) TYRRELL, 76, pag. 86.

Institutul Geologic al României

Cuarțkeratofirele sunt formate din [1]):

Cuarț + plagioclas acid . . . . 95—98%
Minerale accesorii și secundare 5— 2%

Cuarțul fenocristal are forme patratice, hexagonale, neregulat poligonale, dar poate fi și rotunzit. Uneori prezintă marginile corodate. Extincția e limpede. Numai în roca cu 50% fenocristale, cuarțul e spart, undulos și numai acest cuarț e mai bogat în incluziuni dispuse în șiraguri neregulate. Unele incluziuni cu margini conchoidale și bule de gaz fixe ar puteà fi sticlă.

Plagioclasul este albitic, uneori oligoclasic (cca 20% An), de obiceiu maclat. El este adesea străbătut de o rețeà feldspatică mai acidă. Are forme poligonale alungite, uneori idiomorfe. Conține puțină sericită, iar în unele roce mai alterate și calcită. In porfirul cu fenocristale multe feldspatul e sdrobit, uneori chiar transformat într'o grămadă de fragmente de toate mărimile până la cca 0,1 mm. Fragmentele sunt uneori numai puțin deplasate unele față de altele, alteori sunt înșiruite într'o direcție. Și cuarțul a suferit cataclaze și dislocări, dar mai puțin importante, iar pasta pare neatinsă. Avem a face cu protoclaze. Feldspatul care s'a format mai întâiu a fost mai mult atins de acțiunile mecanice.

Pasta se compune tot din cuarț și plagioclas, la care se mai adaogă: zircon, apatită, praf de minereu, titanită, calcită, mice verzui secundare și pe alocuri ceva clorită și epidot.

De notat lipsa completă a ortozei, atât între fenocristale cât și în pastă.

Raportul dintre cuarț și feldspat, trebuie să fie apropiat de 1:1. Cuarțul are forme patratice, iar feldspatul dreptunghiulare. Acesta are aceeaș compoziție ca fenocristalele și e mai totdeauna maclat. Prin pastă plutesc mice verzui subțiri și lungi, uneori mici fenocristale (0,6:0,1), dar mai ales microlite, care provin foarte probabil din biotite. Există sporadic mici fenocristale de agregate fine biotitice sau de o mică verzue, care par a reprezentà un mineral feromagnezian resorbit.

Structura pastei este deci holocristalină, microgranulitică (panidiomorf-grăunțoasă), cu aspect fonolitoid-trachitoid din cauza microlitelor de plagioclas. Uneori acestea sunt ușor orientate împreună cu micele, iar în jurul fenocristalelor pasta se adună concentric, ceeace dovedește marea ei vâscozitate.

---

[1]) Dimensiunile fenocristalelor în mm:

Cuarț . . . . . 2 : 1,6 — 0,6 : 0,45 — 0,15 : 0,15
Feldspat . . . . . 3 : 3 — 1 : 0,75 — 0,6 : 0,45 — 0,15 : 0,15

Dimensiunile mineralelor din pastă:

Cuarț . . . . . 0,075 — 0,025 — 0,013 și < (diametru)
Feldspat . . . . . 0,075 : 0,013 — 0,025 : 0,007
Mice verzi . . . . . 0,5 — 0,05 (lungime) : 0,01 (grosime).

Institutul Geologic al României

Keratofirul protoclastic are pasta cea mai fină (0,01 mm și <), iar structura ei devine microgranulitică-felsitică; se văd încă frecuente conture de cuarț și feldspat ca în celelalte paste, plutind într'o massă felsitică inextricabilă. Aici avem un punct de legătură cu o parte din cuarțurile hidrotermale.

Analiza Nr. 2 reprezintă cuarțkeratofirul cu fenocristale puține de cuarț și feldspat de pe Og. Buchin. Chimismul rocei este trondhjemitic. Este analiza cu cel mai scăzut *k* (feldspații sodici!).

K e r a t o f i r c u s t r u c t u r ă f l u i d a l ă.

La obârșia Ferendiei, pe al doilea afluent stâng (îndată ce intrăm în pădure când coborâm dela casa pădurarului dela Opârnecea), am găsit blocuri răslețe de o rocă neagră cu fenocristale de cuarț, vizibile cu ochii liberi. Sub microscop se vede că avem aface cu un keratofir, având o frumoasă structură de brecie scoasă în evidență de o impregnație fină biotitică. In pasta foarte fină, aproape felsitică (0,005—0,015 mm), se vede cuarțul sfărâmat și risipit (exceptând câțiva indivizi întregi) și plagioclasul acid aproape complet sdrobit și răsfirat. Compartimente clare de pastă cu fenocristale, fragmente de cuarț și de feldspat de mărimi diverse sunt răspândite la întâmplare într'o pastă cu structură fluidală impregnată cu biotită foarte fină.

E probabil o exagerare a fenomenului observat deja în porfirul protoclastic de mai sus.

c) Granodioritporfirite și dioritporfirite

a) G r a n o d i o r i t p o r f i r i t e

Sunt roce porfirice corespunzătoare granodioritelor. Ele cuprind o serie de roce de culoare cenușie-deschisă până la cenușie-neagră, după cum sunt mai acide sau mai bazice.

Fenocristalele lor sunt formate din plagioclas, biotită, hornblendă și cuarț, într'un singur caz și din ortoză. Procentul fenocristalelor e variabil, uneori 15—20%, mai adesea 45—60% (și chiar 75%) din rocă. Când fenocristalele sunt numeroase și au toate mărimile intermediare, atunci se observă adevărate structuri seriate (ex. rocele analizelor 4 și 7).

Pastele granodioritporfiritelor sunt alcătuite din cuarț, ortoză, plagioclas și microlite sporadice de biotită și hornblendă, ceva mai numeroase în rocele mai bazice. Structura acestor paste e de obiceiu microgranitică criptomeră, și adesea granofirică din cauza concrețerilor variate dintre cuarț și ortoză în care sunt amestecate și microlite de plagioclas.

O evaluare a cantității mineralelor din aceste roce nu poate fi decât aproximativă și necompletă. Mai ușor de evaluat sunt componentele melanocrate:

Hornblenda și biotita: 12—25%, în rocele cele mai acide 5%, iar în rocele mai bazice 25—30%. Cuarțul, cel puțin o treime din rocă. Ortoza, cca 5%. Dimensiunile fenocristalelor 2,8 : 2 — 0,56 : 0,35 — 0,15 : 0,15 mm. Dimensiunile grăunțelor din pastă 0,05—0,01 și chiar 0,005 mm în diametru.

Institutul Geologic al României

Cuarțul formează frecvente fenocristale în rocele mai acide. El este uneori idiomorf, dar de obiceiu e rotunzit și redus prin coroziune magmatică, fiind înconjurat adesea de o coroană de concreșteri granofirice cu feldspatul (cuarț globular). Aceste concreșteri îl înlocuiesc uneori complet, încât nu se mai văd decât globule granofirice, în care doar câte o bucățică neregulată de cuarț ne mai arată origina lor. Către rocele mai bazice, fenocristalele de cuarț dispar, acesta rămânând numai în pastă.

Plagioclasul este acelaș ca la granodiorite, maclat, zonat și dispers cu compoziția principală cuprinsă între 54—38% An, zonele putând avea până la 60% An pe deoparte și până la 24—13% An pe de alta. Zonele sunt subțiri și recurente. Determinările F au dat aceleași rezultate.

In unele roce se observă două feluri de plagioclași fenocristali în aceeaș secțiune: unii limpezi și unii tulburi (Pl. III, Fig. 5). In plagioclașii tulburi substanța acidă a zonei marginale (13—16% An), pătrunde în interiorul fenocristalelor ca o rețea deasă, tinzând să înlocuiască plagioclasul mai bazic, care rămâne relict în ochii rețelei. In acelaș timp plagioclasul e tulburat de incluziuni microlitice din pastă: minereu, biotită, hornblendă, sericită, cuarț, epidot, ce au venit cu rețeaua oligoclasică acidă. Acest fenomen se poate bine observà în marginile filoanelor porfirice din Terezia Mare și Mică dar și în filoanele din alte părți ale regiunii.

Microlitele de plagioclași din pastă au cam aceeaș compoziție ca fenocristalele. Intâlnim adesea și o generațiune oligoclasică nezonată și mai puțin maclată (cu cca 12% An).

Ortoza nu lipsește niciodată. O singură dată am întâlnit câteva ortoze fenocristale și anume în granodioritul cel mai acid (din cariera Groza Mare). Incolo ea rămâne totdeauna în pastă în concreștere cu cuarțul și prin interstiții.

Hornblenda comună verde e mai slab colorată în rocele mai acide și devine mai intens colorată cu cât crește bazicitatea rocei. Foarte adesea hornblenda e atacată de foițe parazitare de biotită care ajung uneori să pseudomorfozeze complet hornblenda într'un agregat biotitic ce păstrează forma acesteia. Cu această ocazie s'au format și microlite de o hornblendă verde ușor albăstrue.

Biotita e brună policroică. Când începe să se altereze devine roșcată și atunci conține și frumoase sagenite (rutil). Alteori e complet cloritizată.

Mai întâlnim următoarele minerale: pirita care impregnează totdeauna rocele porfirice intruse în zona de metamorfism de contact, magnetită, titanită, apatită, zircon, rutil, epidot, calcită, clorită și sericită.

1. In seria acestor roce filoniene, avem termeni leucocrați, cari fac impresia de granitporfire, dar cantitatea de ortoză este mai scăzută decât aceea a plagioclasului încât e preferabil să numim roca un granodioritpor-

Institutul Geologic al României

firit acid. Este roca cenușie cu nuanță mauve ce apare în massivul eruptiv, în cariera din V. Groza Mare. Roca conține fragmente de lamprofir și granodiorit în ea, dovadă că e mai nouă decât acestea. In pasta granofirică se găsesc 20% fenocristale între care și câteva ortoze. Roca cuprinde puține minerale feromagneziene (cca 5%) sub formă de fenocristale, iar în pastă ele lipsesc aproape complet.

Analiza Nr. 4 este aceea a unui granodioritporfirit acid, cu structură porfirică seriată și bogat în fenocristale (55—60%). Comparând această analiză cu aceea a granodioritului, vedem că avem a face cu o rocă mai acidă decât acesta, dar nu cu mult diferită. Chimismul rocei este normalgranitic-granodioritic. Roca provine din galeria Reichenstein II din marginea massivului eruptiv.

2. Granodioritporfiritele obișnuite sunt bine reprezentate în carierele Terezia, unde formează mai multe filoane. Cel mai important este filonul central din Terezia Mare. Granodioritporfiritul acestui filon prezintă frumoase pseudomorfoze de biotită după hornblendă. La limita granodioritporfiritului cu malchitul, cel dintâiu are o salbandă cu pastă măruntă (0,01—0,02 mm), bogat impregnată cu foițe microlitice de biotită și în care plutesc fenocristale sparte, fragmente mici colțuroase de plagioclas și cuarț și foițe neregulate și uneori îndoite de biotită. Fenocristale: 35—40%, componente melanocrate: 15—20%. Existența unei salbande cu structură protoclastică (mișcări și fricțiuni în timpul răcirii!) ne arată că filonul de granodioritporfirit e mai nou decât malchitul.

Intr'un granodioritporfirit dela obârșia Ferendiei am întâlnit o separațiune malchitică neagră, compactă, formată din 70% plagioclas labrador zonat, cu zone înguste oligoclasice, 20% bastonașe sdrențuite de hornblendă verde-albăstrue, 5% biotită olive, foițe parazite în hornblende, 5% cuarț fin concrescut cu feldspatul și rar liber, ceva ortoză prin interstiții, magnetită, titanită, apatită. Roca are o structură panizometrică. In unele părți secțiunea tinde să capete un aspect divergent din cauza plagioclașilor ceva mai alungiți (0,2—0,5 mm). Aspectul secțiunii aduce mult cu unele malchite germane, se deosebește însă de al malchitului din regiune. După clasificarea lui Johannsen roca se proiectează în câmpul gabbrourilor. De-aceea să o numim microgabbro.

3. Mai sunt granodioritporfirite mai bazice, cu pasta ceva mai bogată în hornblendă și biotită, adică cu două generații de minerale mafice (la un loc cca 25—30% din rocă), ceeace dă rocei o culoare brunie și chiar neagră. E vorba de filonul din Terezia Mică ce se ramifică dela orizontul de bază (Tagebausohle) al exploatării la zi către prima terasă superioară, și de filonașul din Terezia Mare de sub massa de calcar ce formează istmul dintre cele două gropi (Pl. III, Fig. 5).

Institutul Geologic al României

Roca filonului din Terezia Mică a fost analizată (analiza Nr. 7). Compoziția ei chimică e foarte apropiată de aceea a granodioritului analizat (analiza Nr. 6), încât proiecțiile celor două roce în diagrama de diferențiere a lui NIGGLI, sunt alăturate. Chimismul rocei porfirice este opdalitic.

In filonul din Terezia Mică am aflat o separațiune spessartitică cu 20—25% fenocristale de plagioclași zonați (65—63, 58—52, 37—33, 27—26% An), hornblendă și biotită și 75—80% pastă formată din stinghii divergente de plagioclas, microlite de hornblendă și biotită, grăunțe numeroase de magnetită, apoi cuarț, ortoză, titanită și apatită. Hornblendele mari sunt pline de magnetită și biotită.

Aspectul microscopic general al rocii aduce cu acel al kersantitelor, a căror structură microscopică seamănă cu aceea a dioritporfiritelor. Pe lângă aceasta structura divergentă a pastei cu plagioclașii înconjurați de hornblende, biotite și minereu, aduce aminte de malchitele din regiunea noastră și de unele separațiuni melanocrate divergente din massivul banatitic. Pe de altă parte secțiunea rocei seamănă cu aceea a unui spessartit. Din toate aceste asemănări reiese că separațiunea noastră are un caracter semilamprofiric și reprezintă o tranziție a rocelor dioritporfiritice la rocele lamprofirice din regiune.

Am făcut următoarea evaluare aproximativă: 58% plagioclas, 24% hornblendă, 10% biotită, 3% magnetită, 2% ortoză, 2% cuarț, 1% titanită, apatită.

Dimensiunile mineralelor în mm: fenocristale 2,2:0,8—0,55:0,25; microlite 0,25:0,08—0,09:0,03—0,01.

Proiecția după JOHANNSEN cade în câmpul gabbrourilor (2312), încât putem numi roca un microgabbro.

Din descrierile de mai sus și din comparația analizelor chimice 4 și 7 cu acelea ale granodioritelor (analizele 5 și 6), vedem că rocele porfirice descrise corespund granodioritelor și numele de granodioritporfirite este complet îndreptățit. Aciditatea lor variază cam între 60—65% SiO_2.

β) Dioritporfirite

Sunt roce porfirice mai bazice decât granodioritporfiritele, de culoare închisă negricioasă și verzue.

Fenocristalele alcătuesc 25—50% din rocă și sunt formate de plagioclas andesin zonat, hornblendă verde-brună și hornblendă brună, mai rar biotită și diopsid. In general hornblenda brună e resorbită și înlocuită de una secundară verzue-albăstrue și fibroasă.

Pasta microgrăunțoasă devine treptat ușor divergentă, fiind alcătuită din microlite de andesin și oligoclas, din hornblende verzi și din cantități neglijabile de cuarț și ortoză care la urmă tind să dispară. Mai găsim: apa-

Institutul Geologic al României

tită, titanită (mai ales în hornblenda secundară provenind din cea brună, care e foarte probabil și titaniferă), pirită, magnetită, ortită, epidot în feldspați, clorită, calcită, cuarț secundar.

Cantitatea mineralelor feromagneziene este 30—55% din rocă [1]).

Nu s'a analizat nici un dioritporfirit. O determinare de SiO_2 dă: 56,18%.

Din descriere vedem însă că rocele acestea sunt mai bazice decât granodioritporfiritele cu care se leagă prin intermediul granodioritporfiritelor cu două generații de minerale melanocrate. Intr'adevăr dioritporfiritele sunt mult mai bogate în hornblendă (care e adesea brună), iar pasta lor e foarte săracă, chiar lipsită de cuarț și ortoză, în schimb e ticsită de minerale mafice. Sunt deci roce corespunzătoare dioritelor, după clasificația lui JOHANNSEN; plagioclasul fiind în medie încă un andesin, le vom numi dioritporfirite.

Ele formează seria de filoane din complexul rocelor verzi. Se întâlnesc și în minele Terezia.

d) **Lamprofire**

Sunt rocele diferențiate cele mai bazice ale suitei filoniene banatitice.

a) Malchite

Voiu descrie aici malchitul din Terezia Mare fiind pe de o parte cel mai bine studiat, iar pe de alta malchitele din regiune diferind foarte puțin unele de altele.

Structura malchitelor este microgrăunțoasă, cu tendința panidiomorfă. Plagioclașii mai răsăriți se grupează la un loc, formând aglomerări fenocristale care împreună cu agregatele de foițe de biotită, pseudomorfe foarte probabil după o hornblendă (forme prismatice și hexagonale), dau o slabă structură porfirică rocii. Cantitatea acestor grupări fenocristale este de 5—10%.

Restul rocii e alcătuită din bastonașe scurte de plagioclas care imprimă uneori o slabă tendință divergentă structurii. Intre acestea se află solzișori mulți de biotită, grăunțe de cuarț allotriomorf, puțină ortoză, grăunțe de magnetită și de pirită, hornblende verzi slab albăstrii (mai frecvente în malchitul de pe V. Binișului), epidot, apatită, titanită, rutil, clorită, calcită, sericită și mici concrețeri sferolitice cu semnul radiar pozitiv (foarte probabil cuarțin).

Plagioclasul, foarte adesea maclat, este zonat și format dintr'un sâmbure mare cu o compoziție ce variază între 93—60% An, învelit în zone subțiri a căror compoziție scade repede la 53—47% An, apoi brusc (hiatus!)

[1]) Dimensiuni:
Fenocristalele . . . . . 3 : 1,5 — 0,8 : 0,3 — 0,5 : 0,2 mm
Microlitele de plagioclas . . . 0,3 : 0,1 — 0,08 : 0,03
Pasta . . . . . 0,05 — 0,01.

Institutul Geologic al României

la 22—17% An. La feldspații mici am determinat compoziții cuprinse între 73 și 15% An.

Compoziția mineralogică procentuală aproximativă și dimensiunile mineralelor în mm:

Plagioclas	74%	Plagioclași mari	1 : 0,6—0,8 : 0,3
Biotită	15%	» mici	0,3 : 0,1 și mai mici
Cuarț	5%	Pseudomorfozele de biotită	10—6—4 : 1—0,5
Minereu	2%	Biotitele din agregate	0,15 : 0,1—0,025
Ortoză	< 1%	Biotitele mici din pastă	0,025 : 0,06
Restul	3%	Cuarțul	0,025 : 0,06

După cum vedem, malchitul nostru este o rocă plagioclasică și seamănă foarte mult cu gabbroul plagioclasic aflat sub formă de enclavă în malchit și descris la pag. 176.

O determinare de SiO_2 a dat 58,08%.

Secțiunile rocii seamănă foarte mult cu acelea ale malchitelor. Avem a face cu un malchit biotitic (respectiv biotito-amfibolic pe V. Binișului).

Deși combinația caracteristică dată pentru malchite este plagioclas + hornblendă, totuș se cunosc și malchite cu biotită (50; 58, pag. 321).

In 58, pag. 321 se afirmă că dacă biotita înlocuește hornblenda, feldspatul devine mai acid (andesin → oligoclas), ori malchitul nostru, care e aproape exclusiv biotitic, are plagioclasul foarte bazic, bytownit și labrador.

β) Minete și kersantite [1])

Le-am întâlnit împreună formând același filon. Intre ele sunt tranziții gradate.

1. Minetele au o structură holocristalină-grăunțoasă. Fenocristalele sunt rare (biotite). Textura rocii e determinată de un fond feldspatic format din cristale mari izometrice de ortoză micropertitică, care învelesc adesea cristale de plagioclas zonat (andesin-labrador) și peste care se suprapune un aspect radiar-divergent, datorit foițelor lungi de biotită și laturilor lungi și subțiri, ale plagioclașilor dispusi uneori în adevărate fascicule radiare ramificate.

Afară de acestea întâlnim prisme și grăunțe frecuente de diopsid și microlite de hornblendă verde secundară. Diopsidul e adesea complet tulburat de praf de minereu și produse de transformare. Am observat două feluri de pseudomorfoze după diopsid: uralitice și biotitice. In primul caz avem agregate încâlcite de hornblende secundare aproape incolore și grăunțe de magnetită, înconjurate de o coroană de horn-

[1]) O descriere a acestor roce am dat și în 12, pag. 105—106.

Institutul Geologic al României

blende și biotite. In al doilea caz avem o foiță biotitică neregulată orientată cu $n'\gamma$ paralel cu alungirea gazdei. In jurul ei se formează adesea o coroană de grăunțe de magnetită într'o zonă marginală de diopsid neînlocuită încă. Pseudomorfoze de biotită se formează și pe contul hornblendelor. Diopsidul mai prezintă adesea un al treilea fel de transformare ale cărei produse sunt o rețea de fibre incolore, după aspect serpentinice, și grămejoare de carbonați.

Mai găsim grăunțe de titanită, apatită, magnetită și puține grăunțe de cuarț (mulează ortoza).

In unele secțiuni se văd și x e n o l i t e d e c u a r ț, de obiceiu rotunjite și înconjurate de o coroană de hornblendă verde.

Compoziția mineralogică procentuală aproximativă și dimensiunile mineralelor în mm:

Ortoză	40—50%	1,5 : 1,5—0,55 : 0,4
Plagioclas	10—15%	0,55 : 0,4
Cuarț	— 5%	diametru : 0,15—0,05, xenolite 1,5—0,4
Biopiribol	40—45%	0,7 : 0,1—0,15 : 0,05
Accesorii		dela 0,1 în jos.

Unele minete cu bobul mai mărunt fac tranziția la kersantite.

Megascopic rocele acestea nu fac impresia de minete (în comparație cu minetele tipice din Vosges). Cu toate acestea din compoziția mineralogică descrisă și mai ales din analiza Nr. 9, care se apropie foarte mult de aceea a minetelor augitice dela Pend d'Oreille River, British Columbia (46, la magma lamprosommaitică) și dela Willow Tree Creek N. S. W. (46, pag. 249) reiese clar că și roca noastră este o minetă augitică.

2. K e r s a n t i t e l e se deosebesc de minete prin structura lor porfirică, prin creșterea cantității de plagioclas care predomină asupra ortozei, precum și prin o bogăție mai mare de minerale mafice (45—55%).

F e n o c r i s t a l e l e (cca 25—30% din rocă) sunt plagioclașii (andesin și labrador) înconjurați de un brâu marginal tulbure, biotitele și pseudomorfozele descrise la minete (biotită după diopside și hornblende, hornblendă secundară după diopside).

P a s t a (75—70%) este formată ca la minete, însă mult mai măruntă și mai plagioclasică, iar aspectele divergente nu mai ies așà de mult în evidență. Ea cuprinde ortoză, plagioclas, diopsid, hornblendă verde, biotită, pseudomorfoze uralitice și accesorii. Nu lipsesc nici xenolitele de cuarț.

Dimensiunile mineralelor în mm:

	M a r i	M i c i
Plagioclas	5 : 2,5—2 : 1—0,6 : 0,3	0,2 : 0,1—0,12 : 0,07
Biotită	3 : 2—2 : 1—0,6 : 0,45	0,2 : 0,05—0,1 : 0,03

Institutul Geologic al României

	Mari	Mici
Diopsid și pseudomorfozele	1,5 : 0,4—0,4 : 0,1	0,12 : 0,05
Hornblendă	0,75 : 0,14	0,3 : 0,07—0,1 : 0,03
Cuarț	0,5 : 0,5 (xenolite)	0,25 : 0,18—0,06 : 0,06
Ortoză	—	sub 0,2

Rocele acestea corespund destul de bine la kersantitele augitice (58, pag. 324—330). Prin structura lor porfirică kersantitele banatitice se aseamănă cu dioritporfiritele (plagioclasul fenocristal e acelaș). Tranziția între ele pare a o formă separațiunea spessartitică semilamprofirică descrisă la pag. 188. E foarte probabil că studiind mai multe separațiuni melanocrate din rocele filoniene porfirice, vom găsi tranziții gradate între acestea din urmă și unele lamprofire.

γ) Odinite

Odinitele sunt lamprofirele cele mai bazice.

Deosebim două categorii de odinite: diopsidice și hornblendice.

1. Odinite diopsidice. Acestea sunt reprezentate prin blocurile dela gura Og. Ciobanului și prin filonul de pe Og. Corbului. Ele sunt caracterizate prin conținutul de diopsid, hornblendă brună și pseudomorfozele de talc și de clorite și serpentine după olivină ca și prin structura lor doleritică-divergentă.

Odinitul din blocurile dela gura Og. Ciobanului (Pl. III, fig. 6) e o rocă cenușie-verzue, aproape compactă, în care observăm niște cristale incolore sticloase cu spărtura concoidală și luciul gras (1—2 mm grosime) și niște mici cavități (1—2 mm) căptușite cu cruste albicioase și cu cristale aciculare și în formă de foițe, răspândite sporadic într'un fond cenușiu-verzui, împestrițat cu fine puncte albicioase. Aceasta e o structură amigdaloidă; crustele și cristalele din amigdale ar puteà fi zeolite.

Sub microscop secțiunea prezintă o structură doleritică-divergentă tipică, încât după examenul microscopic am crede că avem de a face cu un bazalt. Rar se vede câte un cristal de plagioclas limpede și fără clivaje (dar crăpat), cu forme rotunjite ovaloide și având o zonă marginală tulbure, în care se pot distinge doar grăunțele de minereu și microlitele de hornblendă brună, provenite din pastă și care arată că această zonă e rezultatul unei reacțiuni dintre pastă și fenocristal. Acestei zone tulburi îi urmează, către exterior, un inel de sericite și mai în afară un inel zimțuit de substanță plagioclasică bazică limpede, la fel cu a părții interioare a fenocristalului. Acestea sunt cristalele sticloase ce se văd megascopic. In Pl. III, fig. 6 se vede o parte din acest fenocristal; brâul negru din marginea lui e zona tulbure, iar inelul alb ce o înconjoară pe aceasta reprezintă celelalte două zone următoare.

Afară de acești rari plagioclași mari, se întâlnesc frecuent cristale complet transformate în pseudomorfoze de foițe inextricabile de talc. Mineralul original trebuie să fi fost olivina. Din ea n'au mai rămas decât for-

Institutul Geologic al României

mele rombice dreptunghiulare și prismatice cu domuri terminale. Și crăpăturile s'au păstrat. Cele de mai sus împreună cu diopsidele mai mari imprimă o slabă structură porfirică rocii (cca 15% fenocristale).

Cea mai mare parte a rocii e alcătuită din plagioclași bazici lungi și subțiri ce produc structura doleritică-divergentă pe alocuri chiar fluidală, diopside, hornblende brune, biotite, pseudomorfoze de talc și grăunțe de magnetită.

Compoziția mineralogică procentuală aproximativă și dimensiunile mineralelor în mm:

		Mari	Mici
Plagioclas	55—60%	4 : 2	0,3—0,2 : 0,03—0,1 : 0,02
Diopsid	15%	0,9 : 0,3	0,5 : 0,15—0,1 : 0,06
Pseudomorfozele de talc	15—20%	0,8 : 0,4	0,1 : 0,05
Hornblendă brună și biotită	5%	—	0,1 : 0,03
Minereu negru . .	5%	—	0,05 : 0,05

Analiza Nr. 11 reprezintă această rocă. Chimismul ei este gabbrodioritic.

Odinitul de pe Og. Corbului[1]) intră tot în categoria odinitelor diopsidice. Formează un filon gros de 1,5 m și înclinat vreo 30° la N, în granodiorit. Roca cenușie-verde închisă este aproape compactă și se compune din:

Plagioclas complet sericitizat	45—50%
Hornblendă brună	20—25%
Clorită	10—15%
Pseudomorfoze clorito serpentinoase + calcită, după olivină	10%
Diopsid	5%
Minereu negru și titanită	3%
Dimensiuni în mm: { fenocristale 1,5 : 0,85—0,5 : 0,2 / pasta 0,3 : 0,05—0,06 : 0,03 și <	

Mineralele mai răsărite formează mici fenocristale (cca 10% din rocă): diopsidele, pseudomorfozele și rarii plagioclași.

Pasta cu structură doleritică-divergentă e formată din bastonașe subțiri de plagioclași complet sericitizați, hornblende brune, diopsid, minereu, titanită, clorită, sericită. Pseudomorfozele clorito-serpentinoase verzui-gălbui sunt asociate cu grăunțe rotunzite de calcită maclată polisintetic și prezentând dealungul lamelelor un viu policroism[2]). Uneori cea mai mare parte a pseudomorfozei e formată din carbonați, iar cloritele sunt subordonate. Forma acestor pseudomorfoze e uneori cea tipică pentru olivină (prismă + domurile ascuțite).

[1]) Afluentul V. Bichiștin, Bocșa Montană.

[2]) Vezi și la pag. 116.

Institutul Geologic al României

Aceeaș clorită umple spațiile dintre bastonașele sericitizate ale plagioclașilor. Roca e înrudită cu precedenta.

2. Odinite hornblendice. Acestea sunt filoanele din cariera Groza Mare și dela obârșia Og. Bălean. Caracteristica lor e predomnirea, uneori exclusivă, a hornblendei verzi între componentele melanocrate.

Odinitul din cariera Groza Mare (Ocna de Fer), conține vreo 5—10% fenocristale de plagioclași, hornblendă verde, pseudomorfoze de hornblendă și câteva xenolite rotunzite de cuarț învelite într'un inel de hornblende verzi microlitice.

Plagioclasul este un labrador cu centrul proaspăt înconjurat de o margine lată în transformare și tulburată de grăunțe de epidot, minereu, foițe de sericită și biotită. Unii plagioclași sunt complet ciuruiți de produse de transformare.

Hornblenda verde are o nuanță olive și conține foițe de biotită și grăunțe de minereu negru. Pseudomorfozele de microlite de hornblendă verde palidă au forme rombice și dreptunghiulare. Mineralul primordial e necunoscut.

Pasta are o structură divergentă-grăunțoasă și e formată din microlite de labrador, microlite de hornblendă verde-brună, foițe de biotită și grăunțe de magnetită. Mai găsim și puțină apatită și titanită. Toate umplu spațiile dintre microlitele plagioclasului. O evaluare cu totul aproximativă a cantităților procentuale de minerale ne dă:

		Dimensiunile
Plagioclas	40—45%	
Hornblendă	40—45%	Fenocristale 2,3 : 1,5—0,5 : 0,25
Biotită	5—10%	Microlite 0,3 : 0,06—0,03 : 0,03
Magnetită	6— 8%	
Cuarț	1— 2%	

Roca aceasta străbate granodioritul în filon vertical cu direcția N 60° W. Are grosimea 0,5 m și este conținută ca enclavă în granodioritporfiritul acid din aceeaș carieră (vezi fig. 19).

Analiza Nr. 12 reprezintă acest lamprofir. Chimismul rocei este gabbrodioritic și se aseamănă cu acela al unui odinit dela Manns Berg, Lausitz.

La gura galeriei inferioare în Og. Ursoanea Mare am găsit blocuri de odinit ce mi s'a spus că provin din partea de către Sf. Arhangheli a acestei galerii.

Roca seamănă cu precedenta și este formată numai din hornblendă verde (vreo 60%), labrador și vreo 2% titanită și magnetită. Se găsesc câteva fenocristale de hornblendă, pseudomorfozele de hornblendă aproape incoloră de mai sus și câteva fenocristale de labrador înlocuite aproape complet de agregate epidotice. Vinișoare de epidot străbat secțiunea. Secțiunea e identică cu aceea

Institutul Geologic al României

a unui odinit dela Burg Frankenstein (Odenwald) din colecția ROSENBUSCH (Nr. 170 și 172).

Odinitul dela obârșia Og. Bălean[1]) se deosebește de precedentele doar structural, structura porfirică fiind mai accentuată din cauza contrastului mai mare dintre fenocristale și pastă, aceasta din urmă fiind mult mai măruntă.

Fenocristalele (cca 15%) sunt mai ales hornblendele verzi, care se arată a fi fost de nuanță brunie și olive. Cele mai multe însă au un aspect uralitic și o culoare verde cu nuanță albăstrie. Sunt de obiceiu grupate mai multe la un loc. Conțin grăunțe de titanită și magnetită. Plagioclașii sunt rari și intens transformați (rețea acidă) și ciuruiți de microlitele pastei.

Pasta e alcătuită din microlite de plagioclas, hornblendă, titanită și magnetită.

Evaluarea aproximativă a cantităților procentuale de minerale și dimensiunile acestora în mm:

		Mari	Mici
Hornblendă . .	50%	1,2 : 0,75—0,3 : 0,15	0,04 : 0,01—0,03 : 0,01
Plagioclas . . .	45%	2 : 1,3	0,045 : 0,02
Titanită	3—4%		
Magnetită și pirită	1%		

Odinite alterate. Lamprofirele de pe Ogașul dela Firizi (Bocșa Montană) și de pe Og. Brebanului (Ezeriș) sunt foarte probabil odinite puternic alterate. Plagioclașii sunt aproape complet sericitizați, uneori calcitizați, iar componentele mafice sunt și ele complet cloritizate și calcitizate. In pastă se află și cuarț secundar. Ea mai conține grăuncioare de minereu, titanită secundară, rutil.

δ) Camptonit banatitic

Structura rocei este holocristalin-porfirică seriată, iar textura trachitoidă din cauza prismelor lungi și subțiri de amfiboli orientate fluidal într'o direcție.

Fenocristalele sunt formate din plagioclași și amfiboli, iar pasta e formată din microlitele lungi și subțiri ale acelorași minerale, la care se mai adaugă foițe de biotită incluse în hornblendă, grăunțe de cuarț în interstiții, ceva ortoză, minereu negru și apatită. Am observat și un xenolit mai mare de cuarț înconjurat de o coroană de microlite amfibolice.

Plagioclasul este un andesin. O determinare a dat 37% An.

Amfibolul face parte din seria hornblendelor bazaltice. Are un policroism intens: $n\alpha$ galben slab olive, $n\beta$ portocaliu, $n\gamma$ roșu

[1]) Afluentul Văii Mărcuș, Dognecea.

Institutul Geologic al României

închis. Extincția în secțiunile mai apropiate de birefringența maximă este vecină cu 0°. Acest amfibol nu l-am mai întâlnit în alte banatite.

Biotita are și ea un policroism asemănător, ceeace face să fie greu de deosebit: $n\alpha$ galben slab verzui, $n\gamma$ roșu-brun închis.

Ortoza formează câteva plaje ofitice-diabazice care dispar prin înmulțirea stinghiilor de plagioclas și hornblendă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm:

		Mari	Mici
Plagioclas . . .	45—50%	1,1 : 0,5—0,4 : 0,15	0,12 : 0,03
Hornblendă și biotită (cca 5%)	40—45%	1,4 : 0,35—0,4 : 0,15	0,55—0,35 : 0,06—0,12 : 0,03
Cuarț	3%		
Ortoză	2%		
Magnetită, apatită	2%		

Roca este incontestabil un lamprofir. Nu e asimilabilă însă cu nici unul din lamprofirele de mai sus. Din punct de vedere numai al aspectului structural ea ne amintește una din minetele cu lungi foițe divergente de biotită.

Am dat rocii numele de camptonit banatitic din cauza hornblendei din seria celor bazaltice pe care o conține.

ε) Melacuarțgabbro

Lamprofirul negru compact (cu nuanță brunie) din marginea digitațiunii granogabbroide din apofiza Ferendia are o structură panallotriomorfă. Mineralele au conturele rotunjite, sunt puțin poikilitice și scobite de parcă ar fi corodate. Dimensiunile lor variază între 0,5 și 0,05 mm. Compoziția mineralogică este:

37,5% hornblendă brună, 32,5% labrador, 5% hornblendă verde, 5% biotită brun-roșcată lipsită de aureole policroice, 5% clorită, 5% cuarț, mai puțin de 5% hipersten (semn optic negativ, $n'\alpha$ rozeu, extincție paralelă) și vreo 5% apatită, magnetită, pirită și titanită secundară. După proiecția lui JOHANNSEN roca ar fi un melacuarțgabbro.

De fapt trebuie să fie vorba sau de o separațiune bazică, sau mai degrabă de un lamprofir, lucru ce nu reiese destul de clar pe teren. Aspectele structurale sunt însă deosebite de ale lamprofirelor descrise mai sus.

4. CUARȚURILE HIDROTERMALE ȘI ROCELE HIDROTERMALIZATE

Fenomenele hidrotermale, legate de venirea banatitelor, sunt localizate în părțile periferice de acoperiș ale massivului banatitic și dealungul liniilor de dislocațiune profunde ale regiunii. Prin acțiunea fenomenelor hidrotermale s'au născut roce cuarțoase, iar rocele deja existente au fost transformate

Institutul Geologic al României

în diferite chipuri (hidrotermalizate). Cu aspectul megascopic și răspândirea acestor roce ne-am ocupat deja cu ocazia descrierii zonei de încălecare dintre cele două grupe de șisturi cristaline din regiune și cu ocazia descrierii megascopice a banatitelor.

Aici ne vom ocupà cu studiul microscopic al lor descriind mai întâiu diversele iviri studiate. Trebuie să accentuez dela început dificultatea studierii acestor roce din cauza transformărilor adânci suferite și din cauza structurii adesea criptocristaline a produselor ce au luat naștere.

a) Roce eruptive hidrotermalizate

α) Keratofirul hidrotermalizat de pe Og. Inogutuloane

Roca este profund transformată, numai structura și textura microscopică și aspectul megascopic al rocii ne mai amintește de keratofire. Albitele au fost complet înlocuite de agregate de calcită, cuarț și un mineral secundar de aspect micaceu cu alungirea pozitivă, birefrigența foarte scăzută și indicele de refracție mai ridicat decât acela al balsamului de Canada și decât al cuarțului. Acest mineral formează agregate sferolitice criptocristaline nestudiabile și îl întâlnim în toate rocele hidrotermalizate [1]). O substanță turbure murdară indică probabil locul ocupat altădată de componentele feromagneziene.

Pasta este și ea complet transformată în mineralul secundar de aspect micaceu și e bogat impregnată cu carbonați. N'a mai rămas decât o sumedenie de mici grăunțe sdrențuite de cuarț. Cu multă încordare par a se mai ghici forme feldspatice microlitice în pastă. Afară de aceasta mai întâlnim numeroase ace fine de un mineral ce pare a fi sillimanita (?), ceva minereu negru și ceva titanită alterată.

Unele roce sunt străbătute de vine paralele, alcătuite din calcită, dispuse în forme columnare, perpendiculare pe direcția vinei.

O evaluare cu totul aproximativă a cantităților procentuale de minerale ne dă: 35—45% calcită, 35—40% agregate criptocristaline ale mineralului secundar de aspect micaceu, 20—25% cuarț. Dimensiunile sunt acelea din keratofire.

β) Filonul hidrotermalizat de pe Og. Bălean

In acest filon am întâlnit trei feluri de roce:

1. Un granodiorit porfiric acid hidrotermalizat. Roca e de felul celor citate la pag. 137 și 168 ca făcând tranziția la granodiorit-

[1]) S'a făcut o încercare chimică asupra substanței feldspaților hidrotermalizați ai unei roce porfirice complet transformată, recoltată din regiunea Culmei Glück Auf. Secțiunea

Institutul Geologic al României

porfiritele acide. Netransformate n'au mai rămas decât mozaicul de cuarț al pastei și grăunțele de apatită. Feldspații fenocristali și cei din pastă sunt complet înlocuiți de agregatele sferolitice criptocristaline de mai sus. La nicolii încrucișați ei se desprind ca pete mari aproape stinse, iar în lumina paralelă sunt complet incolori și curați. In locul componentelor mafice găsim aceleași agregate, dar pline de oxizi secundari de titan și de fer.

2. Un keratofir hidrotermalizat foarte asemănător celui de pe Og. Inoguțuloane, cu feldspații transformați în agregatele mineralului de aspect micaceu și componentele mafice transformate în calcită, titanită și oxizi de fer. Cuarțul a rămas neschimbat. Mai găsim apatită, magnetită și hematită. Uneori se observă în feldspat o dantelă albitică cu semnul alungirii negative și optic biaxă, adevărat schelet neresorbit încă.

3. In peretele filonului se observă o rocă cuarțoasă, cornoasă, compactă, cu structura fluidală. Microscopul ne arată o pastă criptocristalină felsitică în care sunt înnecate grăunțe colțurate de cuarț, de dimensiuni de zecimi și sutimi de mm, care dau secțiunii o structură brecioasă. Vine cu structură criptocristalină străbat secțiunea paralel și ramificat. In pasta aceasta se observă iarăș dantele cu aspect feldspatic. Tot agregatele criptocristaline ale mineralului de aspect micaceu sunt acelea care constituie și aici majoritatea pastei.

Roca aceasta e un adevărat felsit hidrotermal.

γ) Filonul hidrotermalizat de pe Og. Ursoanea Mare

E vorba de filonul mai lung dela obârșia ogașului.

Și aici deosebim trei feluri de roce:

1. Un granodioritporfirit obișnuit, cu pasta granofirică, pe cale de transformare. Feldspații sunt deja complet hidrotermalizați. Biotitele și pseudomorfozele lor după hornblendă au mai scăpat necomplet transformate. In pastă se recunosc concrețerile granofirice de cuarț și ortoză, minereul negru și biotita.

Aici se observă două feluri de produse secundare: agregatele sferolitice criptocristaline ce înlocuesc plagioclasul și o substanță cu un relief negativ foarte puternic, care înlocuește ortoza (zeolit?).

Roca aceasta formează stâncile dela vale de bifurcarea ogașului din regiunea de obârșie.

2. O rocă de aspect keratofiric cu fenocristale rare într'o pastă gălbue-ruginie compactă. Ea este și mai transformată decât precedenta.

subțire a acestei roce ne-a arătat că feldspații sunt înlocuiți complet și exclusiv de agregate sferolitice criptocristaline foarte curate (perfect incolore). Incercarea chimică ne-a dat cca 12—13% H_2O, iar restul silice și alumină. Alcaliile și alcalino-teroasele, magnezia și ferul lipsesc. Avem deaface cu un hidrosilicat de aluminiu.

Institutul Geologic al României

Feldspații se recunosc numai după formă. Componentele mafice nu ma sunt decât niște agregate de limonită și cuarț. Cele două substanțe secundare de mai sus, în special cea cu puternic relief negativ, au cotropit întreaga rocă.

Cuarțul din pastă a rămas neatins. Roca aceasta am aflat-o chiar la bifurcarea ogașului.

3. Un felsit hidrotermal cornos, compact, alcătuit din aceeaș massă criptocristalină ca a felsitului din filonul de pe Og. Bălean. In această massă se văd enclave de mărime variabilă formate dintr'un mozaic de cuarț dințat și cu extincția unduloasă (paracuarțite). Intre grăunțele de cuarț s'au infiltrat oxizi de fer limonitici și vinișoare de pastă felsitică. Alte enclave au aspecte felsitic-brecioase ca ale felsitului de pe Og. Bălean. Probabil să fie enclavele de cuarț de mai sus pe cale de resorbire. In fine se mai observă un fragment limonitos și sericitos în care se vede o substanță secundară cu puternic relief negativ, probabil o porțiune din pasta granodioritporfiritului hidrotermalizat. Roca am aflat-o pe ramura stângă dela obârșia ogașului.

Comparând descrierea celor două filoane hidrotermalizate, observăm între ele o asemănare izbitoare. Cele trei feluri de roce descrise fac impresia să fie trei stadii succesive în procesul de hidrotermalizare al unei roce porfirice.

Blocuri de roce porfirice hidrotermalizate din toate categoriile descrise mai sus sunt foarte frecvente în regiunea massivului banatitic.

δ) Rocele porfirice verzi cloritizate de pe drumul ce coboară la obârșia Friptorii Mari, venind din culmea ce desparte cele două Friptori. Sub microscop se vede că avem a face cu un granodiorit-porfirit complet cloritizat. Numai fenocristalele rare de cuarț și grăunțele lui din pastă au rămas neschimbate. Incolo, feldspații și mineralele feromagneziene au devenit pseudomorfoze de pennin negativ. Se recunosc după forma lor biotitele și hornblendele fenocristale cu incluziuni de titanită. Sunt și câteva agregate de rozete de muscovită uniaxă negativă. Mai găsim titanită, rutil, magnetită și oxizi de fer portocalii și galbeni. Aproximativ 70% din rocă e format din clorite, 25% din cuarț și restul din celelalte minerale.

Acesta e un alt aspect al fenomenelor hidrotermale.

b) Cuarțurile hidrotermale

Aici intră toate rocele cuarțoase, compacte, cornoase, felsitice, întâlnite dealungul celor două zone de încălecare importante ale fundamentului regiunii. Microscopul ne ajută să deosebim și aici câteva categorii:

Institutul Geologic al României

α) Cuarțuri hidrotermale felsitice

O serie de roce (Cioaca lui Ion și filonul de pe Og. Gherghinești ce coboară din Cioaca lui Ion [1]) au o pastă extrem de fină, propriu zis felsitică. Ele sunt la fel cu pastele felsitice descrise mai sus. Regăsim aceeaș structură brecioasă ca în felsitul hidrotermal de pe Og. Bălean. Găsim enclave de paracuarțite ca în felsitul hidrotermal de pe Og. Ursoanea Mare. In filonul de pe Og. Gherghinești se pot vedeà și resturi destrămate, care numai după aspectul lor analog cu unii feldspați sdrobiți protoclastic, (de ex. din cuarțkeratofire) se mai pot determinà ca resturi de plagioclași. Afară de acestea se văd cuiburi de sericită, crăpături cimentate cu cuarț de druze, fragmente de turmalină, iar în cuarțurile ruginii cu aspect brecios de pe Cioaca lui Ion se vede o bogată rețeà limonitică cu structura concreționară. Rețeaua limonitică alcătuită din linii ce se întretaie în toate direcțiile e formată din pături paralele de cristălașe așezate perpendicular pe direcția păturii, formând un fel de canale uneori. Soluțiunile feruginoase au folosit crăpăturile formate prin sfărmarea rocii. Ele par a fi ultimele soluțiuni hidrotermale.

β) Cuarțuri hidrotermale microcristaline

Altă serie de roce (filonul alb din conglomeratele negre dela cota 297 din V. Ferendiei, cuarțurile dela Harca Bocșei și cele de pe Tâlva cu Piatră) e alcătuită dintr'o pastă microcristalină (< de 0,1 mm) de cuarț și feldspat. Acesta e deobiceiu albitic uneori chiar ortoză (Tâlva cu Piatră). Plagioclasul e uneori abundent, chiar 50% (cota 297), deobiceiu e complet transformat în agregatele sferolitice criptocristaline menționate, care formează pete cu birefringență aproape nulă. In unele secțiuni mineralul din agregatele sferolitice formează foițe mai mari și atunci se vede clar că nu e vorba de sericită deoarece aceasta apare în aceeaș secțiune în câteva foițe mărunte, încât se vede ușor deosebirea. Găsim apoi o puzderie de cristale mai răsărite de cuarț spart, cu coroane de sdrobire și cu extincție unduloasă. Găsim uneori și rare fragmente de feldspați destrămați.

In alte secțiuni (Harca Bocșei) întâlnim agregate globulare de grăunțe alungite de cuarț mai mult sau mai puțin dințate, aruncate unele peste altele sau cu forme neregulate și cu extincția ușor unduloasă. Toate aceste feluri de cuarț ne arată urme de presiune. Mai găsim și vine și pungi de agregate de cuarț poligonal, mai nou, cu extincția neunduloasă și borduri de cuarț mărginind cavități, porțiuni de pastă, sau cristale de pirită și având cuarțul dispus cu $n\gamma$ perpendicular pe lungimea bordurii (cuarț secundar de druze).

[1]) Această localizare înseamnă numai că din acele părți posed secțiuni subțiri. Intr'un acelaș loc pot adesea să coexiste mai multe feluri de cuarțuri hidrotermale.

Institutul Geologic al României

Cuarțurile sunt uneori piritifere (Harca Bocșei). Pirita impregnează ca un praf mărunt o porțiune determinată din pastă, praful crește și se contopește cu încetul într'un individ mai mare de pirită, în care adesea se mai văd incluziuni de cuarț sau de pastă neînlocuite. In fine unele cuarțuri sunt impregnate cu carbonați (cota 297).

Nu este exclus ca o parte din cuarțurile hidrotermale descrise până acum să reprezinte cuarțkeratofire hidrotermalizate, presate și strivite uneori. Sunt analogii izbitoare între unele paste foarte mărunte de cuarțkeratofir și unele paste felsitice. Afară de aceasta protoclaza ce se observă în unele cuarțkeratofire are analogii la unele cuarțuri hidrotermale; la unele din acestea din urmă fenomenele de sdrobire au fost destul de importante, încât s'ar părea că în timpul formării acestor roce, zona de încălecare a mai avut tresăriri tectonice.

γ) Alte cuarțuri hidrotermale

Am văzut că în zona milonitică dintre rocele verzi și Carboniferul superior apar pe lângă massele de cuarțite de Tâlva Mare și cuarțuri hidrotermale, însoțite în unele locuri de roce porfirice hidrotermalizate, ca de ex. pe Og. Bălului și în puțul părăsit de lângă Poiana Pravățului (pag. 126). Cuarțurile hidrotermale din această regiune au un aspect megascopic brecios. Microscopul ne arată în lumina paralelă o structură tipică de brecie: bucăți mari, alături de bucăți mici colțurate și de toate formele, iar între ele o pastă mărunțită. Sub nicolii încrucișați vedem că întreg materialul rocii este format din cuarț presat și strivit. Afară de cuarț mai găsim 1—2% praf de oxizi de fer și un mineral fibros transparent nestudiabil din cauza substratului de cuarț. Bucățile ce ies în evidență în lumina paralelă, sunt de fapt agregate de cuarț dințat, cu extincția moarată. Sunt porțiuni cu cuarțul transformat în fâșii subțiri, paralele și unduloase. Se văd și plaje mari ușor moarate în care se observă tendința lor de a se sfâșia în benzi. Porțiunile mărunțite sunt foarte asemănătoare cu cuarțurile descrise mai sus sub β. Este evident că aceste cuarțuri provin din filoane de cuarț care au fost ulterior sdrobite, brecifiate.

Un astfel de filon de cuarț este zidul alb de cuarț dela obârșia Og. Tomii, pe culmea dintre Moravița și Ferendia la vreo 100 m la NW de cota 384 m (D. Stroșului). Direcția filonului de cuarț este N 30° W. Grosimea lui e de 2—3 m. Filonul e descoperit pe o lungime de 5 m. Cuarțul este alb lăptos. Pe crăpături se vede o pulbere neagră de oxizi de fer și infiltrațiuni ruginii limonitice. Roca se separă în bucăți romboedrice, în plăci. Sub microscop se vede că avem de a face cu un individ de cuarț puțin presat, din care cauză are un aspect moarat și o extincție unduloasă. Se observă tendința plajei de a se desface în porțiuni și fâșii, a căror orientare optică începe să devieze dela cea generală. Pe crăpături se observă grăunțe mici

Institutul Geologic al României

de cuarț nou cu extincția limpede. Cuarțuri lăptoase de felul acesta întâlnim dealtfel și în diversele masse de cuarț hidrotermal.

Pe Og. Groza Mică, la confluența primului ogaș de pe dreapta, socotit dela obârșie, se întâlnesc roce cuarțoase cenușii-verzui, grăunțoase și negricioase compacte, impregnate cu multă pirită. Partea compactă este de natură felsitică, iar partea grăunțoasă este formată din grăunțe de cuarț de diverse mărimi (0,8—0,1 mm), crăpate, cu marginile neregulate cu extincția slab unduloasă, prinse într'o pastă microcristalină de cuarț. Această pastă e plină de rozete de muscovită, cam un sfert din rocă. Se văd și grăunțe de pirită crăpate și separate în bucățele de vinișoarele unei substanțe calcedonice care străbate dealtfel prin toate componentele rocii.

Acesta este un cuarț hidrotermal micaceu.

c) Șisturi cristaline hidrotermalizate

In regiunile străbătute de veniri hidrotermale, șisturile cristaline au fost și ele influențate de aceste fenomene. Acest lucru se poate bine observă în gneisele micacee limitrofe filonului hidrotermal dela Cioaca lui Ion și în gneisele de pe Culmea Glück Auf: de ex. stâncile dela Est de cota 490 m și cele dela obârșia micului afluent stâng al Văii Simion și Iuda (pe hartă N 35° E/70° NW).

Deja megascopic rocele acestea au o înfățișare aparte. Gneisele micacee din regiunea Cioaca lui Ion au un aspect leucocrat și fac impresia de ortogneise, iar cuarțitele cu structura paralelă din regiunea Culmei Glück Auf, ce se întâlnesc mereu împreună cu blocuri de roce porfirice hidrotermalizate și de felsite hidrotermale fac desperarea geologului, care nu știe ce să mai carteze: șisturi cristaline sau roce hidrotermale.

Microscopul ne arată că în ambele cazuri avem a face cu paragneise, respectiv paracuarțite hidrotermalizate. In aceste roce feldspatul a fost înlocuit de agregatele criptocristaline menționate deja la porfirele hidrotermalizate. Aceste agregate pătrund în rocă sub formă de vinișoare felsitice, paralele cu șistozitatea. In cazul cuarțitelor cu structură paralelă din regiunea Culmei Glück Auf și care au adesea un aspect cornos, toate mineralele afară de cuarț au fost complet înlocuite de un sistem de vine paralele, uneori și transversale, ce se îngroașă treptat, inundând roca și tinzând să o transforme complet. In acest din urmă caz întâlnim frecuente grăuncioare de rutil.

Tot aici ar trebui să citez impregnarea puternică cu carbonați ce se observă în rocele verzi din apropierea zonei de încălecare (de ex. în «cuarțitele verzi» dela Poieți, pag. 113). O rocă verde transformată în felul acesta aproape într'un calcar am recoltat pe V. Ferendiei între cei doi afluenți drepți ce coboară din regiunea Tâlvii cu Piatră.

Institutul Geologic al României

Ca să fiu complet citez și aici cuarțitele porfiroblastice cu feldspatul hidrotermalizat întâlnite la obârșia Og. Popii (obârșia Ferendiei). Și desigur fenomenele acestea hidrotermale trebuie să fie încă și mai răspândite. Ele sunt legate adesea și de impregnațiuni și filonașe de minereuri și e probabil ca piritele ce impregnează rocele verzi în regiunea Ferendiei și Dognecei să fi venit tot împreună cu soluțiunile hidrotermale. Dar aici intrăm deja în domeniul metamorfismului de contact.

d) Recapitulare

Soluțiunile hidrotermale, care au dat naștere la fenomenel estudiate mai sus, sunt manifestațiuni periferice ale procesului de degazeificare a basinului magmatic banatitic. In ascensiunea lor, soluțiunile hidrotermale, au folosit calea filoanelor de roce porfirice, au folosit liniile de dislocațiune din regiune și crăpăturile massivului eruptiv însuși, în a cărui boltă am văzut că abundă rocele hidrotermalizate. Ele au metamorfozat atât rocele eruptive străbătute (autometamorfism tardiv) cât și șisturile cristaline pe care le-au impregnat. In filoanele de la Cioaca lui Ion și Tâlva cu Piatră se observă în părțile de jos, în văi (Og. Harca, etc.), numai keratofire mai mult sau mai puțin hidrotermalizate, iar în părțile de sus, pe culmi, domină massele de cuarț hidrotermal, ochiuri feldspatice care să trădeze porfirele, întâlnindu-se foarte rar. Se pare deci că fenomenele hidrotermale s'au manifestat mai puternic numai dela un anumit nivel în sus, metamorfozând porfirele și impregnând rocele ambiante.

Pe de altă parte s'ar puteà pune întrebarea dacă nu avem de a face aici cu un fenomen de diferențiere în sensul că părțile inferioare ale filoanelor să fie porfirice, iar părțile superioare cuarțoase.

In timpul și după cristalizarea cuarțurilor hidrotermale, liniile tectonice ale regiunei au mai jucat puțin, determinând structura brecioasă și sdrobită a multora din aceste cuarțuri.

Să încercăm o enumerare a proceselor hidrotermale observate [1]):

1. Formare de filoane de cuarț lăptos.

2. Impregnațiunea rocelor cu o substanță criptocristalină în agregate sferolitice, care înlocuește în special plagioclașii rocelor porfirice și ai șisturilor cristaline. Această substanță formează adevărate felsite ce inundă rocele. Ea pare a fi un hidrosilicat de aluminiu.

3. Impregnarea porfirelor și a unor cuarțuri hidrotermale cu o substanță având un puternic relief negativ (zeoliți ?).

4. Cloritizarea rocelor porfirice (Og. Friptoria Mare).

5. Probabil tot în legătură cu fenomenele hidrotermale trebuie considerată și formarea rozetelor de muscovită din porfirul cloritizat și din cuarțul hidrotermal micaceu de pe Groza Mică.

[1]) Ordinea enumerării nu indică succesiunea strictă a fenomenelor.

Institutul Geologic al României

6. Impregnarea cu carbonați a keratofirelor, cuarțurilor hidrotermale, rocelor verzi.

7. Impregnarea cu minereuri diverse a rocelor (mai ales pirită).

8. Impregnarea cu o rețea limonitică concreționară a unor cuarțuri (în legătură cu ape carbonatate?).

9. Formarea unui cuarț granular neundulos și a cuarțului de druze.

10. Depuneri de cruste calcedonice (Groza Mică).

E probabil însă ca procesele hidrotermale să fie și mai felurite.

IV. DISCUȚIUNEA CHIMICĂ A ANALIZELOR DE BANATITE

Pentru a ne puteà da seama mai bine de mersul diferențierii magmatice a rocelor eruptive banatitice din regiunea Ocna de Fer s'au efectuat de către d-l P. Brarth, în prima jumătate a anului 1929, în laboratorul de chimie al Institutului Mineralogic-Petrografic al Universității din Basel, un număr de 14 analize chimice de banatite.

Analizele au fost calculate și proiectate după metodele Prof. P. Niggli (46).

In tabelele alăturate se găsesc trecute aceste analize și valorile Niggli corespunzătoare.

Locul de proveniență al eșantioanelor de banatite analizate (v. tab. p. 207):

1. Aplit micropegmatitic, cariera din V. Groza Mare, Ocna de Fer.

2. Cuarțkeratofir, Og. Buchin la cca 100—150 m în amonte de flancul de Est al zonei de calcare, Bocșa Montană.

3. Granit banatitic, V. Moraviței, parcela Arsura, Văsiova.

4. Granodioritporfirit, galeria Reichenstein II, D. Dănilii, Ocna de Fer.

5. Granodiorit (de apofiză), V. Ferendiei, pe hotarul Bocșa Montană—Ocna de Fer.

6. Granodiorit (roca principală a massivului), Og. Țiganului, Ocna de Fer.

7. Granodioritporfirit, exploatarea la zi Terezia Mică, Ocna de Fer.

8. Granogabbro, mina Paulus, Ocna de Fer.

9. Minetă augitică, galeria Reichenstein I, contactul de Vest, înspre mina Sf. Arhangheli, D. Dănilii, Ocna de Fer.

10. Sienogabbro, exploatarea la zi Terezia Mare, Ocna de Fer.

11. Odinit diopsidic, blocuri dela gura Og. Ciobanului, V. Ferendiei, Ocna de Fer.

12. Odinit hornblendic, cariera din V. Groza Mare, Ocna de Fer.

13. Cuarțgabbro, exploatarea la zi Terezia Mare, Ocna de Fer.

14. Melagabbro, exploatarea la zi Terezia Mare, Ocna de Fer.

Institutul Geologic al României

ANALIZE NOUĂ DE ROCE ERUPTIVE BANATITICE DIN REGIUNEA OCNA DE FER (BANAT)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	76.61	72.24	70.91	65.02	63.22	62.14	61.63	58.20	53.54	53.37	50.57	51.38	49.92	48.39
TiO_2	0.17	0.27	0.58	0.65	0.95	1.02	0.95	1.21	1.98	0.93	1.40	1.40	1.76	2.04
Al_2O_3 . . .	11.90	15.27	12.13	14.30	15.15	14.36	15.25	14.76	12.32	16.97	14.53	16.05	14.87	17.54
Fe_2O_3 . . .	0.87	0.81	2.63	3.12	2.75	3.77	3.28	3.74	5.20	4.34	4.36	2.90	5.28	2.84
FeO	0.20	0.62	1.05	2.15	1.65	2.55	2.23	3.19	2.21	3.00	5.21	4.45	4.79	5.04
MnO. . . .	urme	—	urme	0.05	urme	0.03	0.03	0.05	0.07	0.08	0.05	0.09	0.10	0.12
MgO	0.62	0.61	1.47	1.50	3.62	2.70	3.45	4.31	6.70	3.79	7.88	7.28	7.62	7.65
CaO	1.22	2.11	3.80	5.13	4.50	5.89	5.34	6.88	7.60	9.12	7.06	9.64	8.55	8.85
Na_2O. . . .	2.40	5.57	3.23	3.20	2.85	3.37	3.13	3.50	2.47	4.13	2.17	3.47	2.85	3.65
K_2O	6.23	1.99	4.13	3.97	3.34	3.25	3.31	2.55	4.85	3.06	1.57	1.66	2.30	1.74
P_2O_5	—	0.12	0.15	0.15	0.50	0.26	0.12	0.38	0.66	0.42	0.46	0.25	0.35	0.30
H_2O+ . . .	—	0.55	0.18	0.60	0.76	0.70	1.09	1.31	1.78	0.82	4.08	1.43	1.70	0.80
H_2O- . . .	0.07	0.15	0.08	0.14	0.11	0.03	0.21	0.05	0.59	0.25	0.60	0.05	0.30	0.22
S_2					0.85									1.06
Suma. . . .	100.29	100.31	100.34	99.98	100.25	100.07	100.02	100.13	99.97	100.28	99.94	100.05	100.39	100.24
Greutatea specifică .	2.60	2.63	2.64	2.68	2.70	2.72	2.70	2.77	2.80	2.82	2.70	2.85	2.87	2.90
Nr. rocei . .	253 1928	37 1928	183 1928	164	1374	1148	944	1405	304	698	232 1928	262 1928	699	698A

Institutul Geologic al României

Am crezut util să reproduc și cele câteva analize mai vechi de banatite din regiunea noastră, publicate de autorii predecesori.

Analize vechi de banatite din regiune:

	A	B	C
SiO_2	76,47	65,71	64,85
TiO_2	0,18	—	0,34
Al_2O_3	11,61	17,08	16,67
Fe_2O_3	0,21	2,84	2,81
FeO	0,72	1,79	1,96
MgO	urme	2,57	1,87
CaO	1,26	5,24	4,51
Na_2O	3,29	3,87	3,79
K_2O	4,48	1,02	2,75
P_2O_5	urme		urme
H_2O	1,21		0,52
Suma	99,43	100,12	100,07

A) Aplit granodioritic, Bocșa Montană (de fapt Văsiova), din dosul curbei dela Mânăstirea Godinova a șoselei Bocșa Montană—Ocna de Fer.

Chimist: K. EMSZT, 62, pag. 191 și pag. 283.

B) Quarțdiorit (varietate săracă în ortoză). Dognecea, Pauli Bekehrungstal (= Valea Lacului Mic).

Chimist: I. NIEDZWIEDZKI, 44, pag. 256.

C) Quarțdiorit (tipul banatitului mai bogat în ortoză, varietatea cea mai răspândită), Ocna de Fer, Cariera din Valea Groza Mare.

Chimist: K. EMSZT, 62, pag. 187 și pag. 271

Aciditatea banatitelor

Din analize rezultă că aciditatea banatitelor variază cam între 77 și 48% SiO_2.

Calculând valorile *qz* (după NIGGLI) ale rocelor analizate și ținând seama de împărțirea magmelor după gradul lor de saturație în silice, dată de NIGGLI (46, pag. 56) observăm că banatitele noastre aparțin la magme peracide (analizele 1—3), magme slab acide (analizele 4—8) și la magme slab bazice (restul analizelor). Magmele intermediare s'a întâmplat să nu fie reprezentate; analizele cele mai apropiate de aceste magme sunt Nr. 8 și 9. In ce privește analiza 11, valoarea lui *qz* e desigur prea mare (—1) din cauza transformărilor suferite de rocă.

Tipurile magmatice cărora aparțin banatitele

Comparând valorile NIGGLI ale analizelor de banatite din regiunea Ocna de Fer cu valorile corespunzătoare date în tabelele tipurilor magmatice sta-

Institutul Geologic al României

VALORILE NIGGLI ALE ROCELOR ERUPTIVE BANATITICE DIN REGIUNEA OCNA DE FER (BANAT)

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	Secțiunea	*qz*	*Ls*	*Fs*	*Qs*	*al-alk*	*c—(al-alk)*	*alk/al-alk*	*ti*	*p*	Tipul de magmă
1	467	43	10	8	39	0.63	0.53	0.75	5	+211	0.51	0.03	+0.45	4	4	9.75	0.77	0.00	aplitgranitic (rapakiwitic?), mediteran
2	361	45	10	11	34	0.19	0.44	1.10	6	+125	0.62	0.03	+0.35	11	0	3.09	1.02	0.24	trondhjemitic < plagioclasgranitic / engadinitic
3	321	32	23	19	26	0.46	0.43	0.80	5	+117	0.52	0.11	+0.36	6	13	4.33	1.97	0.30	granodioritic-adamellitic (mediteran)
4	250	32	25	21	22	0.45	0.35	0.86	5	+ 62	0.61	0.14	+0.25	10	11	2.20	1.88	0.25	normalgranitic-granodioritic
5	229	32	32	18	18	0.43	0.61	0.54	4	+ 57	0.61	0.16	+0.25	14	4	1.28	2.60	0.77	opdalitic
6	213	29	31	22	18	0.39	0.45	0.70	5	+ 41	0.61	0.20	+0.19	11	11	1.63	2.63	0.37	opdalitic-granodioritic
7	209	31	32	19	18	0.41	0.54	0.60	4	+ 37	0.64	0.18	+0.18	13	6	1.38	2.43	0.16	opdalitic
8	176	26	36	23	15	0.32	0.54	0.61	4	+ 16	0.64	0.27	+0.09	11	12	1.36	2.75	0.49	normaldioritic-cuarțdioritic
9	146	20	43	22	15	0.56	0.63	0.51	4	— 14	0.68	0.41	—0.09	5	17	3.00	4.05	0.75	lamprosommaitic (mediteran)
10	143	27	31	26	16	0.33	0.49	0.85	5	— 21	0.82	0.32	—0.14	11	15	1.45	1.87	0.47	normaldioritic (pacific) — essexitic / (atlantic) — normalmonzonitic (medit.)
11	130	22	50	20	8	0.32	0.60	0.38	3	— 2	0.58	0.43	—0.01	14	6	0.57	2.72	0.50	gabbrodioritic (normalgabbroid)
12	125	23	41	25	11	0.24	0.64	0.61	4	— 19	0.72	0.43	—0.15	12	13	0.91	2.56	0.26	gabbrodioritic
13	120	21	47	22	10	0.35	0.58	0.47	4	— 20	0.68	0.48	—0.17	11	11	0.90	3.18	0.36	gabbrodioritic cu tendință essexitgabbroidă (atlantic) / sommaitdioritică (medit.)
14	114	24	42	23	11	0.24	0.64	0.53	4	— 30	0.80	0.46	—0.26	13	10	0.84	3.62	0.30	gabbroid cu tendință atlantică: normal-gabbroidnoritic-gabbrodioritic bazic — theralit- și essexit- gabbroidă (atlantic)

Valorile de mai sus au fost calculate de colegul meu Ing. I. GAVĂT la mașina de calculat; îi mulțumesc și cu această ocaziune pentru amabilitatea d-sale. Pentru proporțiunile moleculare ale oxizilor m'am servit de tabelele lui H. v. ECKERMANN (18)

Institutul Geologic al României

bilite de NIGGLI în clasificația sa expusă în lucrarea « Gesteins- und Mineralprovinzen » (46) ajungem la următoarele considerațiuni (v. tab. pag. 209):

Analiza 1 (aplit micropegmatitic) este aplitgranitică, cu tendință mediterană, având *k* foarte ridicat (cf. granit de Rapakiwi dela Pytterlaks, Finlanda, magme rapakiwitice, *si* 463). De notat că și *mg* e neobișnuit de ridicat.

Analiza 2 (cuarțkeratofir) este trondhjemitică (= plagioclasgranitică) cu afinități engadinitice. Analiza este intermediară între tipul magmei trondhjemitice și cele două analize date ca apendice la magma engadinitică. Raportul *k/mg* nu este engadinitic ci mai degrabă trondhjemitic sau plagioclasgranitic.

Analiza 3 (granit banatitic) are caracter de tranziție granodioritic-adamellitic, cele mai apropiate tipuri fiind granitul de Refsund (magme granodioritice *si* 329) și adamellitul dela Klausen (magme adamellitice *si* 324) însă raportul *k/mg* este acela al tipurilor magmatice granodioritic și adamellitic. Deci și aici avem tendința mediterană ca la analiza 1. Deasemenea se observă afinități normalgranitice, exceptând raportul *k/mg*.

Analiza 4 (granodioritporfirit) este intermediară normalgranitică-granodioritică. Cea mai mare asemănare o are cu banatitul dela Pontresina (magme granodioritice *si* 250), apoi cu roca dela Electric Peak (magme normalgranitice, *si* 247); *k/mg* este aproape identic ca la tipul magmei normalgranitice.

Analiza 5 (granodiorit din apofiză) este opdalitică (cuarțmonzonitică), aproape tipică și seamănă foarte mult cu cuarțmonzonitele dela Vadret da Roseg (*si* 243, 230) și cu tipul opdalitic-cuarțdioritic Westalpin II (45, pag. 194, Tab. V b, *si* 211). Față de cuarțdiorite se deosebește net din cauza lui *k* prea mic al acestora (< 30) (cf. magme cuarțdioritice *si* 231, 227, 220).

Analiza 6 (granodiorit din massiv) este intermediară între opdalitic și granodioritic. Se aseamănă foarte mult cu granodioritele sărace în *si* (mai compară *si* 212 Concepción del Oro și *si* 243 Vaskő=Ocna de Fer), cu cuarțmonzonitul amfibolic dela Vadret da Roseg (magme opdalitice *si* 210) și cu tipul magmei opdalitice (*si* 215). De tipul cuarțdioritic îl deosebește net *k* mult mai mare în analiza noastră.

Analiza 7 (granodioritporfirit) este net opdalitică și anume seamănă foarte mult cu opdalitul dela Opdal Inset (*si* 210, *k/mg* identic!) și cu tipul opdalitic (*si* 215). Compară și cuarțmonzonitul hornblendic dela Vadret da Roseg (*si* 210) și cel dela Boulder Mountains Montana (*si* 218). De cuarțdiorite se deosebește net numai prin *k* (cf. tipul magmelor cuarțdioritice și porfiritul dela Traversella, No. VIII, Westalpin I, din 45, pag. 176).

Analiza 8 (granogabbro) este normaldioritică-cuarțdioritică. Seamănă cel mai mult cu dioritul dela Traversella, Westalpin I (45, pag. 176, analiza X, *si* 164), cu cuarțdioritele dela Ufiern și Lavia (magme cuarțdioritice *si* 193 și 191), cu media diorit-andesit după H. H. ROBINSON (magme normaldioritice *si* 169), cu tipul magmei normaldioritice și cu rocele normaldioritice dela Haystack (*si* 156) și Electric Peak (*si* 175). Compară și cuarțdioritul dela Ciclova

Institutul Geologic al României

si 180. Rocele enumerate formează de fapt un grup strict intermediar normaldioritic-cuarțdioritic.

Pentru afinități tonalitice cf. Sonora *si* 169 (*alk* prea mic!), iar pentru afinități depărtate normalmonzonitice cf. Hurricane *si* 167. In tot cazul afinitatea cea mai mare o are analiza noastră către magmele normaldioritice.

Analiza 9 (minetă augitică) este lamprosommaitică (seria potasică) fiind foarte asemănătoare, dacă nu identică, cu mineta augitică dela Pend d'Oreille River, Brit. Col. (*si* 136) și cu mineta dela Willow Tree Creek N. S. W. (BEGER, 46, pag. 249). De unele gabbrodiorite cu care s'ar asemăna mai mult o deosebește $k < 0{,}35$ al acestora [cf. *si* 149, 148, 139, 129 (Banat)]. Se observă și afinități yogoitice.

Analiza 10 (sienogabbro) este intermediară normaldioritică (pacifică)-essexitică (atlantică)-normalmonzonitică (mediterană). Intr'adevăr ea seamănă foarte mult cu essexitele dela Liadouze (Cantal) și Rongstock (*si* 139, 130, 131), cu sienitul monzonitic dela Grőba (magme normalmonzonitice *si* 138) și cu tipul magmei normaldioritice (cf. și dioritul dela Big Timber Creek *si* 135).

Analiza 11 (odinit diopsidic) este gabbrodioritică. Seamănă foarte mult cu odinitul dela Manns Berg, Lausitz (*si* 132). De tipul normalgabbroid o deosebește doar *si* prea ridicat al odinitului. Pseudomorfozele de talc după olivin sunt cauza marei cantități de H_2O; și *si* e 131 când ar fi fost de așteptat să fie mult mai mic.

Analiza 12 (odinit hornblendic) este tot gabbrodioritică (cf. *si* 135, 132, 131, 121) ar puteà fi sommaitdioritică, dar *k* e prea mic în analiza noastră.

Analiza 13 (cuarțgabbro) este și ea tot gabbrodioritică și seamănă cel mai mult cu odinitul dela Manns Berg (*si* 132). Se observă însă și afinități cu roce essexitgabbroide, *si* 111 (seria sodică) și sommaitdioritice, *si* 137 (seria potasică). Aceste două din urmă magme sunt dealtfel limitrofe cu corespunzătoarea lor gabbrodioritică din seria alcalicalcică, iar cele două analize luate spre comparație par a fi cele mai apropiate de gabbrodiorite.

Analiza 14 (melagabbro) este intermediară, normalgabbroid-noritică și gabbrodioritică bazică (alcalicalcice) — theralit- și essexitgabbroidă (sodice); deci magmă gabbroidă cu tendință sodică.

Din comparațiunile de mai sus reiese că rocele eruptive banatitice aparțin la magme alcalicalcice (pacifice) și se repartizează la două grupe magmatice importante: grupa magmelor granitice și grupa magmelor dioritice. Intre magmele granitice avem reprezentate magmele aplitgranitice, normalgranitice, granodioritice și opdalitice. Magmei aplitgranitice aparțin aplitele. Massa magmatică principală a banatitelor aparține grupului magmelor granitice și anume tipurilor de magme granodioritice și opdalitice. Rocele corespunzătoare sunt granitele banatitice și granodioritele, adică rocele grăunțoase care formează

Institutul Geologic al României

massivul banatitic și granodioritporfiritele dintre rocele filoniene. Intre magmele dioritice avem reprezentate magmele trondhjemitice, normaldioritice și gabbrodioritice. Cuarțkeratofirele sunt trondhjemitice. Rocele apofizelor (granogabbrourile și parte din gabbrouri) precum și odinitele sunt normaldioritice și gabbrodioritice. Și magma gabbroidă e indicată de două roce intermediare între gabbrodiorite și gabbrouri (analiza 11 și 14).

Avem și un reprezentant al seriei potasice (mediterane). Este mineta augitică, de tip lamprosommaitic, care aparține grupului magmelor sienitice. Unele banatite au tendințe mediterane (potasice). Astfel, aplitul micropegmatitic și granitul banatitic au înclinațiuni granitosienitice, iar sienogabbroul și cuarțgabbroul au afinități monzonitice.

Tendințe atlantice (sodice) se observă la sienogabbro, cuarțgabbro și melagabbro, cari prezintă afinități cu magme essexitice și alcaligabbroide.

Prin urmare, seria rocelor banatitice este o serie alcalicalcică (pacifică), aparținând magmelor granitice și dioritice și prezentând în termenii cei mai acizi, unele tendințe potasice (mediterane), iar în termeni mai bazici se observă un amestec de tendințe potasice (mediterane) și sodice (atlantice).

O singură rocă are un caracter net mediteran: mineta augitică.

Diagrama de diferențiere a banatitelor

Proiectând ca ordonate valorile moleculare *al*, *fm*, *c*, *alk* într'o diagramă dreptunghiulară cu *si* ca abscisă și unind punctele de acelaș fel prin linii, obținem diagrama de diferențiere după NIGGLI a banatitelor (Fig. 22).

Analizând ceva mai de aproape această diagramă, observăm următoarele:

a) Diagrama se poate împărți în trei regiuni:

1. Regiunea acidă dela *si* 321 în sus, în care curbele diverg puternic, *al* și *alk* în sus și *fm* și *c* în jos.

2. Regiunea intermediară, care cuprinde două părți:

α) Partea între *si* 250 și *si* 321 în care curbele sunt foarte puțin înclinate, *al* și *c* paralele și orizontale, iar între ele *alk* și *fm* se întretaie în unghiu foarte ascuțit.

β) Partea dintre *si* 209 și *si* 250, care cuprinde regiunea izofalică și în care curbele se confundă două câte două (*fm* și *al*, *alk* și *c*).

3. Regiunea mai bazică dela *si* 209 în jos, în care curbele diverg din nou și anume *fm* se ridică în sus, *alk* scade încet, iar *al* și *c* se apropie și se împletesc la mijloc.

b) Diferența *al* — *alk* are valori mijlocii, care variază între minimum 4—6 și maximum 10—14. Maximul este situat în regiunea *si* 229 — *si* 209. La capătul acid curbele se apropie mult.

Institutul Geologic al României

c) Izofalia are loc la *si* 229, cu *al* = *fm* = 32 și *c* = *alk* = 18. Regiunea izofalică este îngustă (*si* 209—229), iar magma izofalică este opdalitică tipică. Regiunea izofalică este caracteristică unei diferențieri magmatice.

d) Curbele *fm* și *c* sunt foarte apropiate dela *si* 321 în sus, ba chiar se și întretaie pe la *si* 350, iar dela *si* 250 în jos diverg constant, curba *fm* ridicându-se mai repede decât curba *c*. Curba *alk* este tăiată de curba *fm* pe la *si* 280, iar de curba *c* pe la *si* 229.

Dacă privim în totalitatea ei diagrama de diferențiere a banatitelor, observăm că ea prezintă oarecare nervozitate în mersul curbelor în regiunea bazică. Mai sus am văzut că tocmai în această regiune analizele prezintă tendințe indecise către magme potasice și sodice, afară de minetă care face parte chiar din seria potasică. Nu este exclus ca la rocele gabbroide aceste tendințe să fie datorite fenomenelor de asimilațiune, care au modificat magma primordială a acestor roce, bănuială ce am formulat deja la descrierea microscopică a rocelor corespunzătoare.

In regiunea acidă analiza cuarțkeratofirului deasemenea deranjează puțin diagrama.

Simplificând diagrama în regiunile citate, curbele capătă un mers mai regulat, dar diagrama nu-și pierde caracteristicele expuse mai sus.

Comparând diagrama noastră cu diagramele de diferențiere ale diverselor serii magmatice pacifice, atlantice și mediterane, date de P. NIGGLI (46 pag. 198—200; și 45) și de C. BURRI (10), observăm că diferențierea banatitelor este neîndoios pacifică. Diagrama ba-

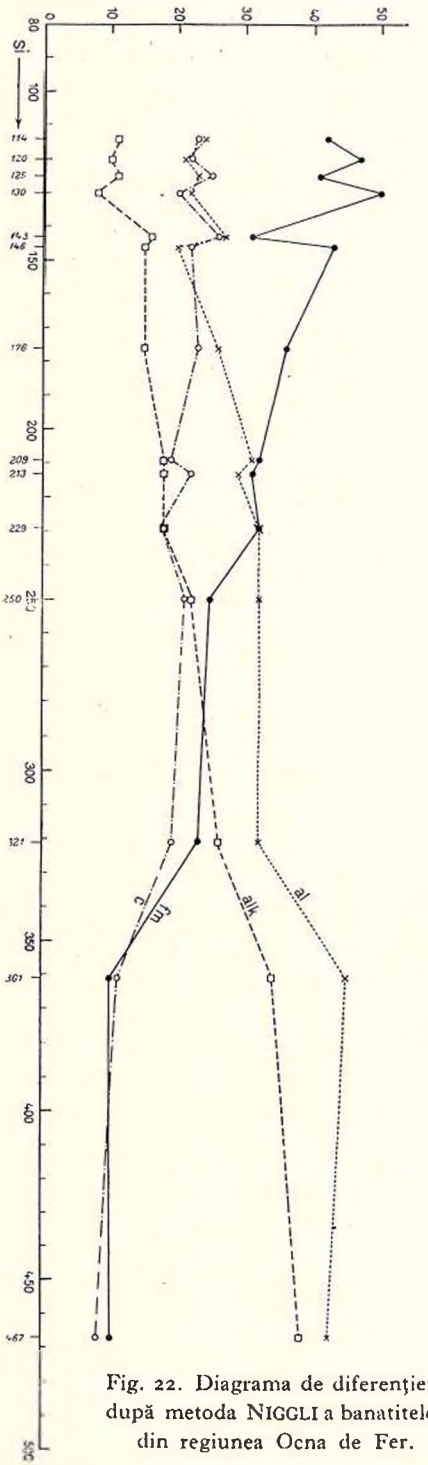


Fig. 22. Diagrama de diferențiere după metoda NIGGLI a banatitelor din regiunea Ocna de Fer.

Institutul Geologic al României

natitelor este însă greu de echivalat cu una din diagramele tipurilor pacifice stabilite de BURRI pentru provinciile magmatice circumpacifice sau cu cele date de NIGGLI (45) pentru provinciile alpino-carpatice-mediteraneene. Dealtfel nici nu este în intenția noastră de a face comparații întinse. Pentru astfel de lucrări e nevoie de un număr mai mare de analize de roce din întreaga provincie banatitică.

Totuș mă voiu mărgini numai de a semnalà următoarele asemănări:

a) Bifurcarea diagramei de diferențiere a banatitelor la capătul acid își găsește analogul în diagramele Westalpin I (45, pag. 191, fig. 2) și Rosita Hills (10, pag. 163, fig. 22). Ambele mai prezintă o zonă în care curbele se strâng aproape paralel înainte de a diverge spre dreapta, ca și în Banat. Deosebirea esențială este că punctul de divergență al curbelor în Banat este la *si* 321, pe când la celelalte două el se află la *si* 220—240.

b) Raporturile dintre curbele *al* și *alk* sunt asemănătoare cu cele din diagramele pacifice date de NIGGLI (46, pag. 198, fig. 13) și de BURRI (10, fig. 19—21) părând a avea tendința din tipul San Francisco Mts, Arizona (10, fig. 20), în partea acidă a diferențierii.

c) Izofalia banatitelor este mult mai ridicată decât aceea a tuturor tipurilor pacifice citate mai sus. Intr'adevăr, pe când la banatite izofalia e situată în regiunea *si* 209—229, la tipurile pacifice ea este cuprinsă în limitele *si* 170—210, încât în Banat avem de a face cu un caz extrem [1]). Adaug aici că izofalia tipului Westalpin I (provincia piemonteză cu erupțiunile dela Traversella, Biella și Bergell) cade pe la *si* 210 ceeace îl apropie cel mai mult de tipul banatitic. Roca izofală este opdalitul *si* 214 dela Cattaeggio, Val Masino (vezi analiza XIX-a), cu valori moleculare foarte apropiate de opdalitul izofalic dela Ocna de Fer, analiza 5. Vezi și tabela Nr. 31 cu izofaliile, din 45, pag. 263.

d) In ce privește mersul curbelor *fm* și *c* el este tipic pacific. Compară diagramele pacifice din 10, fig. 17—18 (tipurile Pelée—Lassen Peak și Electric Peak); din 46, fig. 13, pag. 198 (tipul diagramei pacifice); din 45, fig. 2, pag. 191 (Westalpin I) și fig. 10, pag. 211 (Intraalpin). Intr'adevăr, în regiunea acidă curbele sunt așà de apropiate, încât chiar se ating uneori.

De notat că diagramele Westalpin I și parte din cele americane citate, în special tipul Yellowstone Park cu subtipul Rosita Hills (10, fig. 21 și 22) reprezintă diferențieri pacifice cu tendință mediterană.

Bineînțeles pe noi ne interesează mai mult diagrama Westalpin I, care reprezintă roce eruptive ce aparțin unei zone dislocate, analoagă aceleia din Banat.

[1]) După analizele anterioare ale lui K. EMSZT (62) izofalia erà mult prea joasă în Banat (*si* 160). Vezi și tab. 10 și 31 din 45 pag. 200 și 263, care cuprind valorile moleculare. Vezi și 51.

Institutul Geologic al României

P. NIGGLI (45, pag. 262) a atras deja atenția asupra înrudirii provinciei banatitelor cu provincia Westalpină I (Traversella-Biella-Bergell I). Aceasta din urmă cuprinde chiar și magme monzonitice și face tranziția la asociațiunile mediterane (seria potasică).

Diagrama k : mg

Dacă proiectăm valorile *k* și *mg* într'un sistem de coordonate rectangulare în care abscisele să reprezinte valorile *k* și ordonatele valorile *mg*, obținem diagrama *k* : *mg* a diferențierii banatitice (Fig. 23).

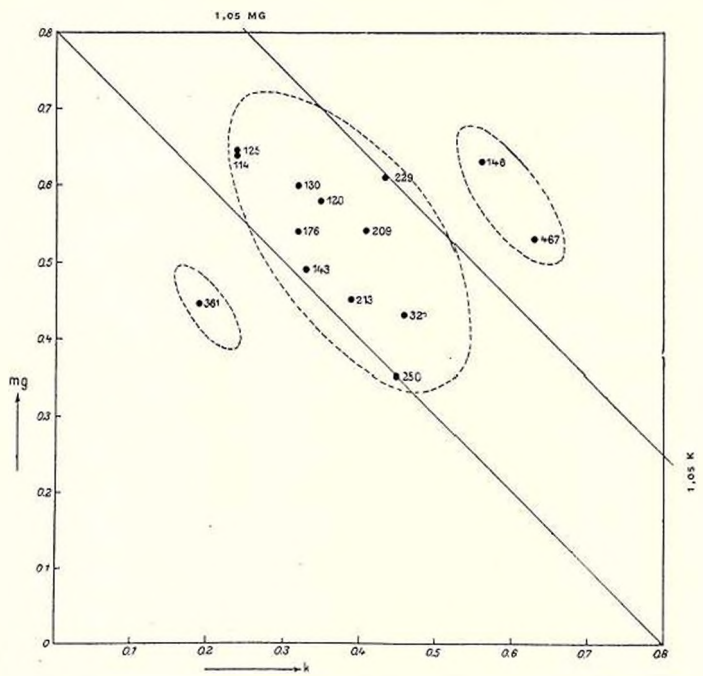


Fig. 23. Diagrama *k* : *mg* a banatitelor, după metoda NIGGLI.

Trăgând diagonala 0,8 *mg*—0,8 *k* observăm că aproape toate analizele se proiectează deasupra, adică la dreapta diagonalei [1]). O singură analiză cade mai departe, sub diagonală. Putem distinge o grupă principală care se întinde dela *k* = 0,23, *mg* = 0,64 până la *k* = 0,46, *mg* = 0,35, formând o fâșie de direcție NW-SE cuprinsă între diagonalele 0,8 *mg*—0,8 *k* și 1,05 *mg*—1,05 *k* și care cuprinde 11 analize. Mai la o parte avem analiza 2 (*si* 361) sub diagonala 0,8—0,8 și analizele 1 (*si* 467) și 9 (*si* 146) deasupra diagonalei 1,05—1,05. Prima e trondhjemitică (relativ sodică, *k* = 0,19) iar celelalte

[1]) Proiecția *k* : *mg* a analizelor lui K. EMSZT din Banat cade întreagă sub diagonala 0,8 — 0,8 (valorile NIGGLI în 45 pag. 200).

Institutul Geologic al României

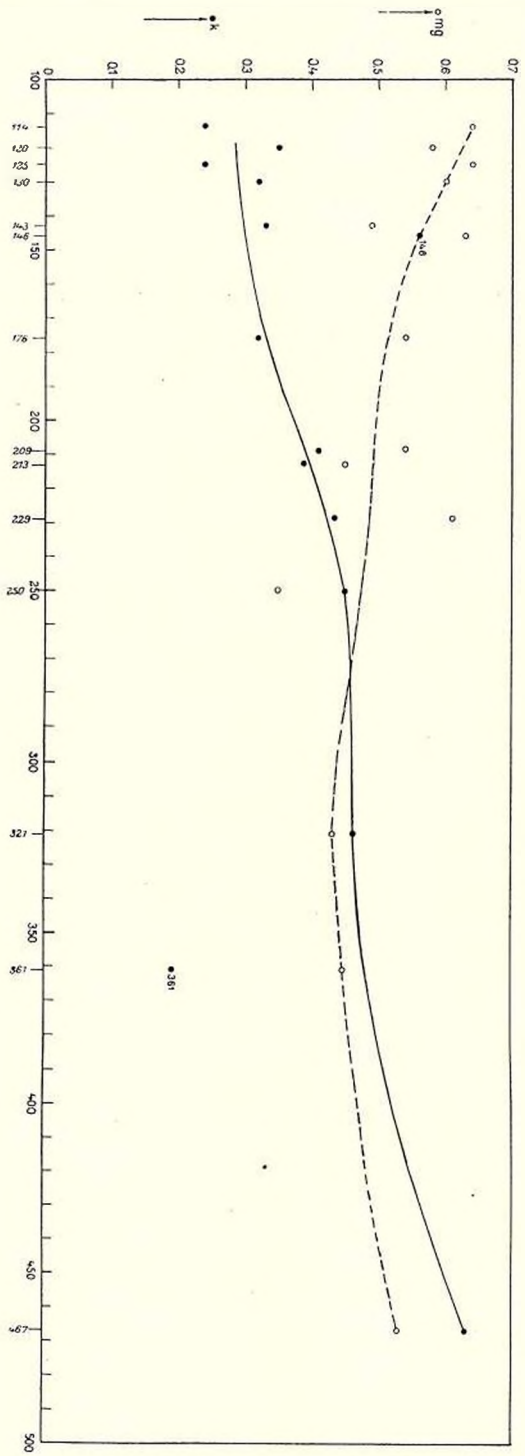


Fig. 24. Diagrama variației valorilor *k* și *mg* ale banatitelor în raport cu variația valorii *si*.

două sunt: aplitgranitică (—rapakiwitică?) respectiv lamprosommaitică (*k* cel mai ridicat: 0,63, respectiv 0,56).

Dacă comparăm diagrama noastră cu diagramele *k*: *mg* ale seriilor magmatice date de NIGGLI (46, pag. 211—212, fig. 21—22) vedem că asemănarea cea mai mare o are cu diagrama seriei alcalicalcice, în care câmpul proiecțiilor are direcția NW-SE ca și în Banat, pe când la seriile atlantică și mediterană, direcția aceasta este SW-NE.

Caracteristică este însă poziția marginală nord-estică a grupului de banatite față cu poziția magmelor alcalicalcice, cuprinse în cea mai mare parte între diagonalele 0,6 și 0,9. Iar dacă comparăm diagramele din 10, pag. 141 (circumpacifice) și cea din 45, pag. 213 (intraalpină) cu diagrama noastră, trăgând la toate diagonala 0,8—0,8, vedem că la toate diagramele majoritatea analizelor cade sub această diagonală, exceptând diagrama tipului Yellowstone Park în care jumătatea proiecțiunilor cade deasupra, apropiindu-se astfel de diagrama noastră.

Deci și de aici putem trage concluzia că diferențierea banatitelor este de tip pacific, cu tendință mediterană, ca în tipul Yellowstone Park sau ca în tipul provinciei intraalpine, tendință comparabilă cu cele nord-estice din diagramele respective. Un număr mai mare

Institutul Geologic al României

de analize va puteà arătà dacă poziția laterală a celor trei analize banatitice, citate mai sus, nu corespunde poate unei subtendințe alcaline pronunțate.

Dacă considerăm variația valorilor *k* și *mg* ale banatitelor noastre în raport cu *si*, observăm o creștere continuă a valorilor *k* cu creșterea lui *si*, pe când *mg* nu pare să depindă de *si* (fig. 24).

Proiecțiunea tetraedrică a lui Niggli [1])

Majoritatea proiecțiunilor banatitelor noastre în tetraedrul de concentrațiune al lui Niggli, cad în secțiunile 4 și 5, în dreptul proiecțiunilor tipurilor magmatice corespunzătoare și anume în secțiunea 4 în regiunea opdalitică-dioritică-gabbrodioritică, iar în secțiunea 5 în partea granodioritică-monzonitică și cea aplitgranitică.

In secțiunea 3 se proiectează odinitul diopsidic (analiza 11) în regiunea gabbrourilor și noritelor, iar în secțiunea 6 cam în regiunea magmei plagioclasgranitice dar în apropierea secțiunii 5, deci în apropierea regiunii tipului trondhjemitic, se află proiecția cuarțkeratofirului (analiza 2).

Proiecțiunea tetraedrică dă rezultate analoage cu cele stabilite deja. Și de aici reiese izolarea aplitului și cuarțkeratofirului ca și în diagrama *k* : *mg*.

O indicație nouă găsim în privința odinitului diopsidic (analiza 11). Proiecțiunea acestuia cade în apropierea gabbrourilor în secțiunea 3 ceeace arată că roca este ceva mai bazică decât gabbrodioritele cu care am analogat-o la început. Dealtfel arătam acolo că *si* erà de așteptat să fie mai scăzut, în care caz roca s'ar fi apropiat foarte mult de tipul normalgabbroid. Deaceea roca aceasta, împreună cu melagabbroul (analiza 14), trebuie considerate ca fiind cele mai bazice banatite.

Alte proiecțiuni după Niggli

Mersul diferențierii magmatice mai poate fi reprezentat și cu ajutorul altor metode de proiecțiune ale lui Niggli (47).

Se calculează repartizarea moleculară normativă a silicei asupra diverselor minerale ale unei roce (făcând abstracție de minereuri) și se obțin valorile:

Ls, partea din *si* legată mai ales de moleculele normative ale mineralelor leucocrate.

Fs, partea din *si* legată mai ales de moleculele normative ale mineralelor melanocrate.

[1]) Cf. în 46 diagramele 18 *a*, 19, 19 *a*, dela pag. 207—209.

Institutul Geologic al României

Qs, partea din si rămasă liberă.

Dacă $al > alk$ (cazul banatitelor), întrebuințăm formulele:

$$Ls = \frac{4\ alk + 2\ al}{si}, \quad Fs = \frac{100 - 2\ al}{si}, \quad Qs = \frac{si - (100 + 4\ alk)}{si}$$

In tabela dela pag. 207 se află valorile corespunzătoare rocelor eruptive din Banat. Aceste valori se proiectează într'un triunghiu echilateral (vezi fig. 25) în care vârfurile sunt: cuarț (+ 1 Qs, o Fs), olivină (2 Fs, o Ls) și nefelină (2 Ls, — 1 Qs). Intre cuarț și nefelină se află proiecția feldspatului

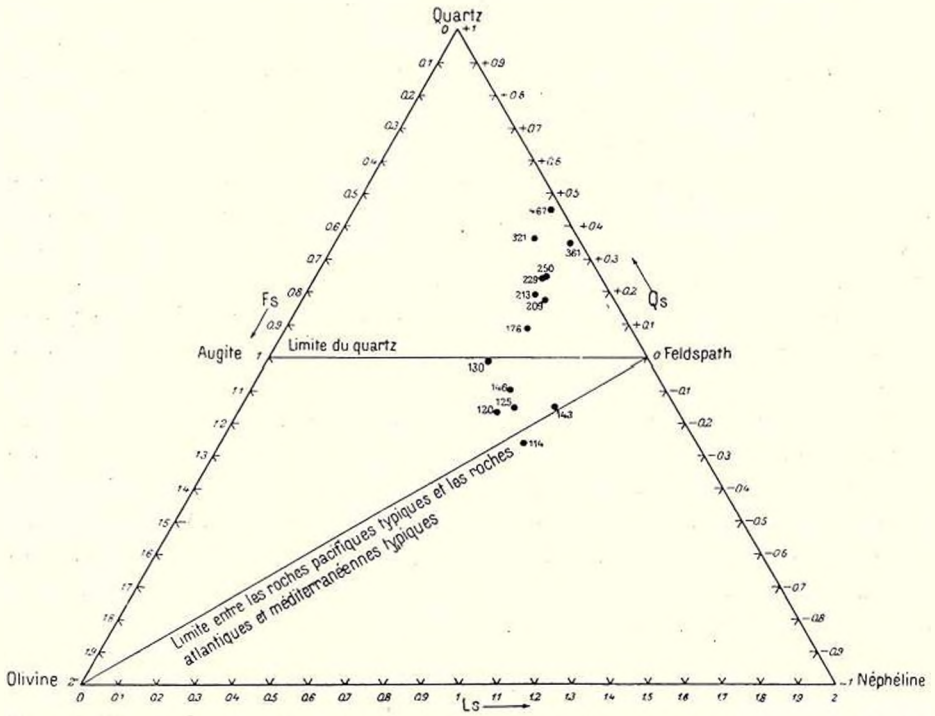


Fig. 25. Diagrama repartizării silicei asupra componentelor normative leucocrate și melanocrate (după metoda NIGGLI).

(o Qs), iar între cuarț și olivină este aceea a augitei (1 Fs). Deasupra limitei cuarțului (1 Fs — o Qs) se proiectează rocele ce au normativ cuarț liber. Intre limita cuarțului și linia olivină-feldspat sunt roce cu conținut normativ de olivină + augită + feldspat. Linia olivină—feldspat este limita între roce tipic pacifice și roce tipic atlantice și mediterane. Sub această limită apar normativ feldspatoizii.

Banatitele se proiectează într'o fâșie aproape verticală, începând din dreapta triunghiului Augită-Olivină-Feldspat în sus. Rocele care cad sub

Institutul Geologic al României

limita cuarțului sunt rocele bazice lipsite sau sărace în cuarț, iar deasupra limitei cuarțului rocele devin din ce în ce mai acide. Roca *si* 114 cade sub limita olivină-feldspat, dar nu conține feldspatoizi. După cum am mai văzut ea este un gabbro cu tendință sodică.

Cu ajutorul unei alte proiecțiuni, care este o întregire a proiecțiunii anterioare, putem reprezentă și variația conținutului normativ al rocelor eruptive în plagioclași și feldspați alcalini. In colțurile unui triunghiu echilateral reprezentăm (vezi fig. 26): 100% feldspat alcalin = 2 *alk*, 100% anortită = 2 (*al* — *alk*), 100% minerale melanocrate = 100 — 2 *al*.

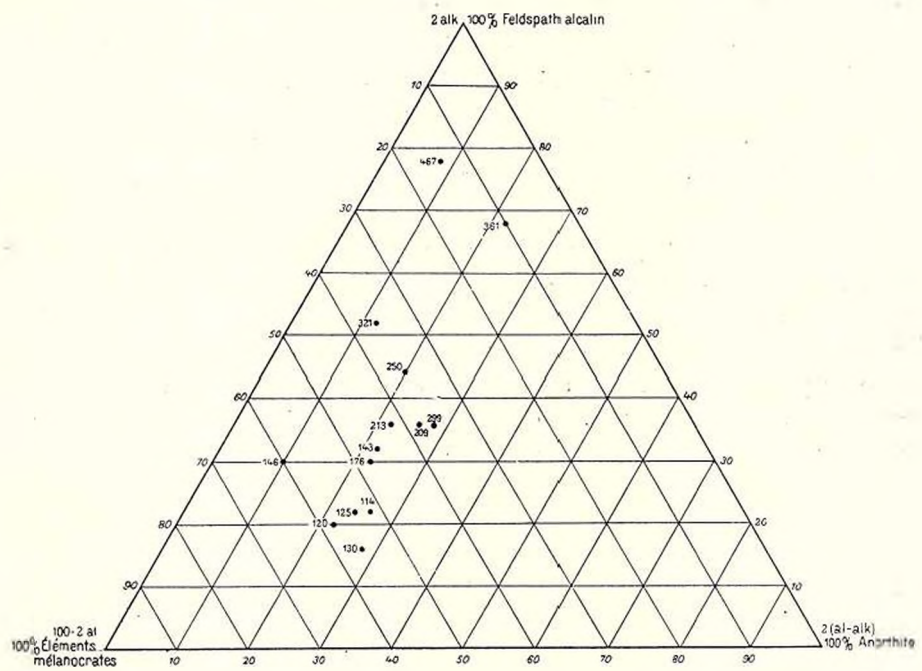


Fig. 26. Diagrama variației conținutului normativ în plagioclași și feldspați alcalini al banatitelor (după metoda NIGGLI).

Calculând 2 *alk*, 100 — 2 *al* și 2 (*al* — *alk*) pentru banatite și proiectând aceste valori, obținem iarăși o serie de puncte ce se îndreaptă dinspre baza triunghiului spre vârful cu 100% feldspat alcalin.

Rocele mai bazice se proiectează în partea de jos, ceeace înseamnă că sunt mai bogate în minerale melanocrate și în anortită, și sărace în feldspați alcalini; iar în partea de sus se proiectează roce din ce în ce mai bogate în feldspați alcalini.

Ambele aceste proiecțiuni arată foarte frumos mersul diferențierii și caracterul pacific al ei.

Institutul Geologic al României

Concluziuni la discuția chimică a analizelor de banatite

Din discuțiunile de mai sus rezultă că:

Banatitele formează o unitate petrografică de roce eruptive, de vârstă cretacică superioară, înrudite între ele (consanguine), în care rolul cel mai mare îl au granodioritele, constituind trunchiul eruptiv; celelalte roce au caractere de diferențiere și periferice, influențate uneori prin asimilare și reprezentând tipuri ce se pot depărtà uneori destul de mult de tipul principal.

Provincia eruptivă banatitică are un caracter pacific, prezentând în părțile acide și bazice ale diferențierii magmatice ușoare tendințe mediterane și atlantice. Massa principală a banatitelor (rocele massivului) este de tip granodioritic și opdalitic (magme granitice NIGGLI), pe când rocele apofizelor sunt de tip normaldioritic și gabbrodioritic (magme dioritice NIGGLI). Cele mai bazice roce sunt de tipul gabbroid. In rocele filoniene avem reprezentate aceleași magme, numai mineta augitică e din seria magmelor mediterane (tip lamprosommaitic).

Compararea diferențierii magmatice a banatitelor cu aceea a altor provincii magmatice analoage, arată că provincia magmatică banatitică e înrudită cu aceea a tipului Yellowstone Park și cu cea Westalpină I (Traversella-Biella-Bergell I), a căror diferențiere magmatică are tot un caracter pacific cu tendință mediterană. Această din urmă înrudire ne interesează mai mult deoarece atât provincia banatitică cât și cea Westalpină I, aparțin aceleiaș mari provincii marginale interne alpino-carpatice posttectonice.

CAPITOLUL V

METAMORFISMUL DE CONTACT

Singurele acțiuni metamorfice de contact ale massei eruptive din regiunea Ocna de Fer—Dognecea cunoscute bine până acuma au fost acelea exercitate asupra calcarelor mesozoice. Bogatele zăcăminte de minereuri și numeroasele și variatele minerale a căror formare este în legătură strânsă cu metamorfismul de contact al acestor calcare au atras de mult atenția mineralogilor din diferite țări. In schimb interesul pentru fundamentul cristalin a fost foarte redus ceeace explică și faptul că transformările suferite de șisturile cristaline la contact cu massele banatitice au trecut aproape neobservate.

GR. MARKA și mai ales FR. v. SCHRÖCKENSTEIN au fost primii cari vorbesc de șisturi cristaline transformate la contact cu banatitele. Primul vorbește despre o înmuiere a șisturilor cristaline și de pierderea cuarțului lor, iar cel de al doilea, de silicifierea șisturilor cristaline și de pierderea facultății lor de a clivà după șistozitate (vezi la cap. istoricului regiunii).

De atunci încoace chestiunea aceasta a rămas complet uitată. FR. SCHAFARZIK e singurul care a observat « stomolitele » [1]) din V. Moraviței (între Paulus și stațiune) și cele dela contactul granodioritelor din V. Dognecei aproape de confluența ei cu V. Simion și Iuda.

[1]) Termen științific pe care autorul a vrut să-l introducă în locul aceluia de « corneenă ».

Institutul Geologic al României

El accentuiază cu această ocaziune: « dass die Stomolitisierung durch die zu Ende der oberen Kreidezeit emporgedrungenen Granodiorite hervorgebracht wurde, welche Erscheinung sich jedoch bloss auf die nächste Nähe ihrer Stöcke und Gänge beschränkt hat » (65, pag. 206).

Asta e tot ce se găsește în literatura geologică a regiunii relativ la metamorfismul de contact al șisturilor cristaline.

Dealtfel roce de contact cu andaluzită în fosta Ungarie, au fost puțin cunoscute [1]).

In legătură cu intruziunea banatitelor s'au desfășurat intense acțiuni metamorfice de contact ce au transformat atât rocele din jurul și din acoperișul massivului eruptiv cât și rocele eruptive însăși, în special cele din regiunile mineralizate.

Chestiunea metamorfismului de contact este una din cele mai complicate din regiunea noastră. Vom înțelege ușor acest lucru dacă ne gândim pe deoparte la variatele roce care au suferit acțiunea metamorfozantă a banatitelor și dacă avem în vedere pe de altă parte tot cortegiul de fenomene și condițiuni fizico-chimice strâns legate de intruziunea magmatică a banatitelor.

In aceste condițiuni ne putem da seama cât de variate pot fi produsele metamorfismului de contact banatitic. Aprofundarea unei chestiuni atât de întinse iese din cadrul lucrării de față, deaceea rezervăm studierea amănunțită a metamorfismului de contact banatitic pentru o lucrare viitoare, când materialul deja foarte variat va fi mai complet.

Deocamdată ne vom mulțumi cu expunerea succintă a rezultatelor de până acuma, numai pentru ca astfel toate problemele geolcgice și petrografice ale regiunii să fie luate în considerare.

Dela început vom deosebi între metamorfismul suferit de rocele în care s'au intrus banatitele, metamorfism de contact exomorfic și metamorfismul suferit chiar de banatite în urma fenomenelor de asimilare și pneumatolitice, metamorfism de contact endomorfic.

I. METAMORFISMUL DE CONTACT EXOMORFIC

Imprejurul massivului banatitic se află o puternică aureolă de metamorfism de contact. Ea se poate urmări pe lângă massivul eruptiv, dela Ezeriș la Bocșa Montană și din Tâlva Drenii până la Dognecea, de ambele părți ale massivului.

[1]) VENDL A. Neues Andalusitvorkommen aus Ungarn. *(la contactul granititului în Munții Velence, Kom. Fejér). Földt. Közl. XLII, 1912, pag. 956—957, Budapest 1912.*

SCHAFARZIK F. Über einige seltenere Gesteinseinschlüsse in ungarischen Trachyten (Gneisseinschluss in Dazit von Kissebes). *Földt. Közl., 1889, XIX, pag. 447—453.*

SZÁDECZKY J. Über den Andesit des Berg Ságh bei Szob und seine Gesteinseinschlüsse. *Földt. Közl. 1895, Bd. XXV, pag. 229—236.*

BÖCKH H. Die Geol. Verh. d. Vashegy, etc.
Mitt. a. d. Jahrb. Ung. Geol. A. XIV, 65—90.

Institutul Geologic al României

Lărgimea acestei aureole este variabilă. Desvoltarea cea mai mare o are în împrejurimile Ocnei de Fer și Dognecei, unde lățimea ei ajunge până la 1,5 km. Mai îngustă e zona de contact între Ezeriș și Bocșa Montană și în regiunea Izvorului Negru. Această variațiune în desvoltarea aureolei de contact s'ar puteà datorì înclinărilor diferite ale flancurilor massivului eruptiv: unde limita massivului este aproape verticală zona de contact e mai îngustă, iar acolo unde massivul se înclină sub șisturile cristaline (cum se observă de ex. în V. Moraviței la vale de gura Partoșului), acolo aureola de contact se lărgește. Afară de aceasta mai joacă rol și natura rocei supusă metamorfismului de contact. Astfel, calcarele mesozoice sunt recristalizate până la exploatările dela Amelia, la o depărtare de peste 2 km dela contactul massivului eruptiv.

Rocele metamorfozate la contactul banatitelor sunt șisturile cristaline și calcarele mesozoice.

A) Metamorfismul de contact al șisturilor cristaline [1])

Massivul banatitic ce se întinde în direcția N-S dela Văsiova până la Dognecea străbate pe rând zona Bocșița—Drimoxa, zona calcarelor mesozoice, zona Buchin, zona de încălecare dintre cele două grupe de șisturi cristaline, zona rocelor verzi, întinzându-și astfel aureola de contact, atât în complexul gneiselor micacee, cât și în complexul rocelor verzi.

1. GNEISELE MICACEE CONTACTMETAMORFICE

Cele mai multe roce ale aureolei de contact banatitic din complexul gneiselor micacee au luat naștere prin metamorfismul de contact al paragneiselor, care cum am văzut sunt cele mai răspândite gneise micacee. Afară de acestea mai întâlnim și gneise aplitice și chiar amfibolite metamorfozate la contact.

a) Paragneise contactmetamorfice

Prezintă aspecte variate, dealtfel ca și rocele din care provin și a căror variabilitate am evidențiat-o cu ocazia descrierii lor (pag. 45).

Megascopic rocele acestea au o înfățișare deosebită de a gneiselor nemetamorfozate la contact. Această înfățișare depinde și de gradul lor de transformare. In general prin metamorfismul de contact, paragneisele se întăresc, își pierd caracterul micaceu și cu asta șistozitatea lor devine imperfectă. Ele sunt adesea rubanate prin alternanța de pături mate cu nuanțe verzui sau negricioase-violacee și pături de cuarț. Grosimea acestor pături e de câțiva mm. In apropierea massivului eruptiv, rocele sunt mai puternic metamorfozate

[1]) Chestiunea aceasta a fost atinsă pentru prima oară în două comunicări anterioare (12, 13).

Institutul Geologic al României

și iau din ce în ce mai mult aspectul de corneene rubanate și compacte, negricioase, cu nuanțe violacee-albăstrui. Alteori au un luciu mătăsos și o fină structură paralelă din cauza bogăției foițelor biotitice (Bocșa Nouă, V. Simion și Iuda, Og. Bălean).

La contactul nemijlocit al banatitelor se observă uneori o adevărată zonă de injecțiune în care rocele de contact sunt străbătute de o întreagă rețea de filonașe banatitice. Acest fenomen se poate bine vedea pe Valea Izvorului Negru, în malul drumului, pe vreo 150 m lungime, la marginea massivului eruptiv.

In massivul banatitic întâlnim uneori enclave de gneise intens metamorfozate și impregnate lit-par-lit de filonașe banatitice, ba unele din ele sunt pe cale de rezorbire, doar structura lor paralelă le mai scoate în evidență. Astfel de enclave am aflat în cariera din V. Groza Mare, în cariera de pe Og. Țiganului. O enclavă mai mare reprezintă stâncile din vâlceaua ce leagă Og. Buzărin cu obârșia Og. Vintilii.

Abia cu ajutorul microscopului ne putem da seama de marea variațiune ce ne oferă aceste roce de contact.

α) Gneise pinnitice

Cea mai mare parte a paragneiselor contactmetamorfice sunt gneise pinnitice alcătuite din pături de cuarț, pături de agregate pinnitice (mice albe și verzui), lentile de plagioclas, pe lângă care se mai întâlnesc adesea grăunțe de cordierită și andaluzită; nelipsite sunt biotitele (respectiv cloritele); afară de acestea întâlnim sporadic zircon, apatită, titanită, granați, magnetită, pirită și uneori câte un grăunte de corindon. De notat deasemenea prezența ortozei în interstițiile unora din roce; se știe că în paragneise ea lipsește cu totul.

După cum vedem păturilor micacee ale paragneiselor le-au luat locul aici păturile pinnitice.

Structura rocelor este granoblastică-lepidoblastică și textura șistoasă, uneori lenticulară, alteori rubanată. Aspectele structurale mai amintesc adesea pe acelea ale paragneiselor netransformate.

Acesta ar fi primul stadiu al metamorfismului de contact la paragneise.

β) Corneene cordieritice și andaluzitice

In rocele mai puternic metamorfozate din apropierea massivului banatitic, locul pinnitelor e luat de cordierite și andaluzite, încât avem de aface cu corneene cordieritice și andaluzitice, compacte sau rubanate, a căror diversitate e surprinzătoare. Voiu cită numai câteva tipuri mai pregnante:

1. Cordieritit ul de pe Og. Dealovăț dela contatcul imediat al massivului banatitic, e o rocă compactă neagră-albăstrue, cu luciu gras, acoperită de o crustă brună de hidroxizi de fer și alcătuită aproape numai din cordierită, pe

Institutul Geologic al României

lângă care se mai găsesc multe grăunțe de minereu și cu totul subordonat ceva pinnită, zircon, pleonast.

Inrudite cu această rocă sunt corneenele cordieritice din enclava de pe Og. Buzărin. Aici afară de cordierită mai găsim plagioclas andesin, biotită, cuarț și cuiburi mărunte în care mai aflăm în plus sillimanită, corindon, andaluzită, minereu negru, zircon, sericită, apatită.

2. Andaluzititele cu cordierită și biotită din V. Moraviței (stâncile din cotul drept al văii, între gura Ferendiei și gura Partoșului) și Valea Izvorului Negru sunt roce compacte negre-violacee alcătuite din andaluzită, cordierită și biotită, iar subordonat mai conțin albită, cuarț, minereu, sericită, apatită, turmalină.

Roce asemănătoare, ceva mai șistoase, conțin și multă pinnită (ex. Og. dela Zăcători din D. Dănilii, în șoseaua spre Sf. Arhangheli).

3. Gneisele contactmetamorfice din regiunea V. Dognecei sunt gneise cordieritice formate din cordierită, cuarț, plagioclas și ortoză, cam în părți egale; biotita e mai variabilă, dar aproape totdeauna prezentă ca și magnetita. Uneori se mai găsește câte un grăunte de andaluzită, pleonast, zircon, apatită, pinnită.

γ) Enclave de gneis

Enclavele de gneis întâlnite în massivul banatitic sunt formate din o alternanță de pături și lentile de corneene și injecțiuni banatitice. Corneena e formată din grăunțe mărunte de labrador, foițe de biotită, grămejoare de magnetită măruntă asociată uneori cu pleonast (spinel verde ca frunza), foițe de muscovită, grăunțe de epidot, titanită, zircon. Din aceste porțiuni de corneenă lipsește cuarțul și ortoza. Injecțiunile banatitice sunt formate din plaje mari de ortoză, plagioclas andesin, cuarț, biotită și accesorii. Ele reprezintă infiltrațiuni de soluții banatitice dealungul șistozității. Intr'o enclavă din cariera Groza Mare, porțiunile de corneenă aproape că au dispărut, numai fâșiile de biotită cu minereu și sericită le mai indică locul, totul fiind înlocuit cu material banatitic dispus paralel. De notat lipsa amfibolului în păturile banatitice și frumoasa desvoltare a mineralelor din ele.

δ) Cuarțite contactmetamorfice

O mențiune specială merită cuarțitele cu aspect de icre cimentate din cariera mică de pe dreapta Dealovățului, la vreo 100 m la vale de limita massivului eruptiv. O rocă la fel am întâlnit și în enclavele de pe Og. Buzărin.

Roca e formată cca 90% din cuarț izometric cu forme rotunzite, ovale, patratice și hexagonale cu un diametru variind între 1,3 și 0,1 mm și putându-se contopi în plaje colective cu aceeaș orientare optică și în care se mai pot deosebi grăunțele izolate prin incluziunile de ciment ce n'a dispărut încă de tot. Grăun-

Institutul Geologic al României

țele de cuarț sunt separate între ele de un ciment tulbure de ortoză micropertitică în care se individualizează pe alocuri mici oligoclase cu 20% An, foițe de biotită și grăunțe de apatită, titanită, magnetită, pirită, epidot. Unele corneene cordieritice conțin și grăunțe de cuarț izometrice și ortoză, făcând astfel legătura între aceste roce așa de deosebite.

Aceste cuarțite curioase au fost considerate de P. Rozlozsnik (62, pag. 273) ca aplite alaskitice. Ele nu se aseamănă însă cu nici unul din numeroasele aplite banatitice studiate. Cred că avem de a face cu un paracuarțit recristalizat și impregnat cu ortoză și biotită din banatite (un filon granodioritic se ramifică în această rocă), fenomen analog celui descris la enclavele de gneis de mai sus. Pe când la enclave soluția injectantă avea o compoziție granodioritică, la cuarțitele acestea ea este ortoclasică (aplitică).

b) Gneise aplitice și gneise injectate contactmetamorfice

O serie de gneise cu un aspect megascopic ce amintește gneisele aplitice sau gneisele injectate se întâlnește în malul stâng al Moraviței dealungul decauville-ului dintre Paulus și Reichenstein, în diferite locuri ale galeriilor Reichenstein și în pana de gneise dintre D. Cășilor și D. Dănilii.

Aceste gneise se află în prelungirea fâșiei de gneise aplitice și de gneise injectate de lângă flancul de W al zonei de calcare. In apropierea massivului banatitic ele au fost metamorfozate la contact, ceeace uneori le-a schimbat numai puțin aspectele megascopice și microscopice iar, alteori le-a transformat complet în skarnuri.

Putem deosebi deci două stadii în metamorfismul de contact al acestor roce:

α) Intr'un prim stadiu gneisele au recristalizat, au pierdut muscovita, în schimb au fost biotitizate.

Microscopic ele se caracterizează prin pături și lentile de cuarț alterne cu pături și cuiburi de plagioclași mărunți, oligoclas-andesin; prin interstiții, în cuiburi și formând adesea lentile (ochiuri) se întâlnește aproape nelipsită, în cantități de o variabilitate capricioasă, ortoza; șiraguri de foițe biotitice, asociate cu grăunțe de magnetită, grupate adesea mai multe la un loc sau luând chiar aspectul unui burete, străbat secțiunile. Alteori rocele sunt fin impregnate cu foițe foarte mărunte de biotită. Aspectul acesta microscopic amintește foarte mult pe acela al gneiselor injectate. Foarte asemănătoare sunt gneisele dela Bocșa Nouă care sunt și ele metamorfozate la contact, cum am văzut la descrierea acestora (pag. 63).

β) In stadii mai înaintate de metamorfism de contact, gneisele au fost transformate treptat în skarnuri prin impregnarea lor cu epidoți, diopside, granați, amfiboli, cari apar în rocă sub formă de grăunțe izolate, cuiburi și vinișoare și metasomatizează treptat întreaga rocă dând naștere la epidotite, diopsidite, granatite și chiar

Institutul Geologic al României

skarnuri amfibolice. Se pot observà atât pe teren cât și sub microscop toate stadiile de skarnizare a gneiselor. Intr'adevăr se pot vedeà skarnuri cu textura paralelă și din care n'au dispărut încă ochiurile de ortoză.

Aceste fenomene de skarnizare a gneiselor s'au desfășurat numai în apropierea zonei de calcare și a massivului banatitic, adică în regiunea zăcămintelor de minereuri dela Paulus până la Cauna Nouă, în Valea Lacului Mic. In următoarele locuri se poate bine observà skarnizarea gneiselor: la Paulus în dosul atelierelor, în malul stâng al Moraviței în marginea apofizei Terezia, în exploatările Terezia în peretele de SE, în exploatările la zi și galeriile din D. Dănilii, la Cauna Nouă.

De aici putem conchide că o parte a skarnului din regiunea zăcămintelor de minereuri legate de calcare, provine din metasomatizarea șisturilor cristaline. Rămâne de văzut dacă numai materialul «orto» din șisturile cristaline a fost supus skarnizării sau dacă nu cumva și materialul «para» a suferit aceleași transformări.

c) Alte roce din complexul gneisic metamorfozate de banatite

Menționez numai:

α) Bancurile de roce albe cenușii cu aspect cuarțitic [1]) de pe Og. Dealovăț, la cca 50—100 m mai la vale de filonul banatitic din apropierea massivului. Probabil să fie aplite gneisice recristalizate.

β) Pe Og. Bălean și Og. Rău, la contactul massivului banatitic se întâlnesc niște roce formate din ortoză și microclin micropertitice, plagioclas antipertitic, cuarț, biotită și accesorii. Rocele au un aspect cuarțitic sau aplitic. Nici microscopul nu ne clarifică complet. Probabil să fie tot roce paragneisice cuarțitice impregnate cu ortoză, cam în felul cuarțitelor contactmetamorfice de mai sus.

γ) Pe Og. Bălean sunt amfibolite care par a fi recristalizate la contactul banatitelor.

Amfibolitul eclogitic dela Bocșa Nouă, descris la pag. 68 a fost și el foarte probabil supus la aceleași procese.

Studiile viitoare vor lămuri și completà toate aceste chestiuni.

d) Gneise hidrotermalizate

In fine ca să fiu complet, să menționez și metamorfismul hidrotermal al gneiselor micacee și al unor roce verzi descris deją la banatite (șisturile cristaline hidrotermalizate, pag. 202).

[1]) Citate deją de FR. SCHAFARZIK ca «schneeweisse Quarzitbänke» și considerate ca fiind formate prin injecțiune (65, pag. 205).

Institutul Geologic al României

2. ROCELE VERZI CONTACTMETAMORFICE

La obârșia Ferendiei și spre Sud, în regiunea Văii Dognecei, complexul de roce verzi intră în sfera de influență a massivului banatitic. Aureola de contact a acestuia e frumos desvoltată în aceste părți, având 1—1,5 km lărgime și e formată din corneene compacte și corneene rubanate de culori verzi deschise, verzi închise, cenușii, negricioase și violacee. Rocele sunt dure și se sparg în așchii tăioase.

Și aici se pot urmări sub microscop diversele trepte ale metamorfismului de contact.

a) In regiunea de obârșie a Ferendiei rocele verzi sunt mai slab metamorfozate. Putem recunoaște foarte ușor după structură, rocele verzi tufogene, sedimentogene și porfirogene. Ca minerale noui apar pe lângă cele caracteristice ale rocelor netransformate, o hornblendă actinolitică uneori verde-albăstrue, pe alocuri tremolita și mai totdeauna pirita. Mineralele impregnează rocele dealungul șistozității.

Dacă sub microscop putem recunoaște încă rocele de origină, megascopic însă roca a devenit o adevărată corneenă rubanată.

b) Inspre Sud rocele sunt mai metamorfozate. Plagioclașii devin mai bazici (andesin, labrador), hornblendele devin mai bogate. In unele corneene e prezent și diopsidul, iar unele roce sunt bogate în titanită. Corneenele conțin grăunțe de magnetită și pirită.

Rocele au recristalizat uneori cu păstrarea vechii structuri paralele care se reoglindește în corneene, alteori o nouă structură de corneenă șterge orice urmă a celei vechi.

Mineralele caracteristice ale acestor corneene sunt deci hornblendele verzi, actinolitele, tremolitele și diopsidele, iar pentru cele mai metamorfice, și plagioclașii bazici. Corneenele amfibolice au culori verzi închise, benzile cu diopside sunt verzi deschise.

Adaug aici că în valea Simion și Iuda în regiunea gneiselor cordieritice întâlnim și intercalațiuni de corneene din roce verzi.

3. METAMORFISMUL DE CONTACT AL ROCELOR DIN ZONA DE INCĂLECARE

In zona de încălecare a gneiselor micacee peste rocele verzi, există o serie de roce de contact deosebite de cele de mai sus. Le voiu menționà numai pe scurt.

a) Stâncile verzui-negricioase, impregnate cu pirotină de deasupra lentilelor de calcar, în malul drept al Og. Harca. Microscopul ne arată aglomerări de hornblende verzui-albăstrii disperse într'o pastă formată din fragmente de albite și de un mineral cu birefringența scăzută, cu 2 V mic și $n < B$ (feldspați sodicopotasici?), cu o pastă pâsloasă inextricabilă, abia birefringentă în crae se află titanită, pirotină, magnetită, zircon, clorită, epidot. Roca e foarte curioasă. După aspectul microscopic s'ar puteà să avem de a face cu conglomera.

Institutul Geologic al României

tele negre de alături din V. Ferendiei (cota 297), metamorfozate la contactul unei masse eruptive ascunse în adâncime.

b) Corneenele brune-violacee și de aspect microbreccios de pe Og. Opârnecea și dela obârșia Ferendiei (lângă filonul de dioritporfirit). Ele alternează cu corneenele rocelor verzi. Microscopul ne descoperă o structură de paragneis sdrobit cu părțile mărunțite impregnate cu foițe mărunte de biotită. Alte paragneise frământate sunt impregnate cu amfiboli și sunt verzi închise, încât numai microscopul le deosebește de corneenele din roce verzi.

Așadar și rocele legate de zona de încălecare, conglomeratele și paragneisele frământate, au fost metamorfozate la contactul banatitelor.

In regiunea V. Dognecei zona de încălecare e complicată de un sistem de dislocații paralele (solzi) dovadă corneenele de roce verzi dintre gneisele cordieritice ale Văii Simion și Iuda și alternanța de roce verzi și paragneise frământate metamorfozate de pe Og. Opârnecea.

B) Metamorfismul de contact al rocelor din zona calcarelor mesozoice[1])

Fenomenele de metamorfism de contact, care au atras totdeauna atenția cercetătorilor, au fost acelea din zona calcarelor. Ele s'au manifestat prin formare de skarnuri și zăcăminte de minereuri. Este clasicul metamorfism de contact pneumatolitic de tip Banat, atât de cunoscut.

Rocele care iau parte la constituirea zonei calcarelor mesozoice, am văzut că sunt: conglomerate, gresii calcaroase, calcare grezoase și conglomeratice, diverse calcare compacte, uneori recifale, mai mult sau mai puțin curate.

In cuprinsul aureolei de contact banatitic aceste roce au fost metamorfozate. Dela Paulus până la Cauna Nouă, zona calcarelor mesozoice e formată din masse lenticulare și blocuri de calcare cristaline (marmore) albe și gălbui[2]) cu bobul mărunt sau mare, înconjurate și uneori străbătute de skarn. Massele de calcar cristalin reprezintă calcarele compacte tithon-neocomiene recristalizate prin acțiunea banatitelor. In diversele produse de contact care formează skarnul ar fi să fie reprezentate și celelalte roce ale zonei de calcare. Ele sunt însă așà de transformate încât nu se mai recunosc.

Formațiunea de contact este alcătuită din corneene foarte complexe. Cele mai răspândite sunt skarnurile, formate din diverși silicați de Ca, Fe, Mg, etc., ca: granații, piroxenii, epidoții, amfibolii. In skarn, granații e posibil să se fi format ulterior pe socoteala diopsidului, cum a arătat deja E. Bergeat (4).

[1]) Accentuăm iarăși că nu avem de gând aici să ne adâncim în studiul acestei complicate chestiuni. Pentru unele detalii privind compoziția skarnului, forma și dispoziția zăcămintelor de minereuri din D. Dănilii, vezi deocamdată comunicarea preliminară (12) și lucrările predecesorilor.

[2]) Se întâlnesc subordonat și alte colorațiuni.

Institutul Geologic al României

Afară de skarnuri se mai găsesc roce de contact formate din tremolită, minerale serpentinice, talc, mică verde și mineralele skarnului de mai sus, și o întreagă serie de calcare impure cu diverse minerale de contact.

E de neînchipuit variația și complexitatea acestor asociațiuni de minerale la care se mai adaugă diverse pseudomorfoze care înlocuesc unele minerale fără să șteargă însă structura rocei.

In geodele acestei formațiuni de contact s'au găsit frumoasele cristale care împodobesc diversele muzee străine și unele colecțiuni particulare (Fülöp, Timișoara) și care au fost descrise de diverși mineralogi și petrografi. Să citez numai: granații, diopsidele, o mică verde, magnetita, hematita, pirita, ludwigita, veszelyita, anglesita, calcita, brochantita, etc.

In formațiunea de contact s'au acumulat zăcăminte de minereuri alcătuite din magnetită, hematită, pirită, calcopirită, galenă, blendă ș. a. (Pl. VII, Fig. 1 și 2).

II. METAMORFISMUL DE CONTACT ENDOMORFIC

Soluțiunile pneumatolitice ale magmei banatitice au metamorfozat chiar unele roce banatitice, producând epidotitele din jurul diverselor corpuri eruptive ce s'au intrus în zona calcarelor. Când o rocă eruptivă s'a pus în loc chiar în calcar se înțelege că reacțiunea a fost directă și mult mai puternică, transformând nu numai calcarele dar și roca eruptivă, uneori în întreaga ei massă. Aceste fenomene se pot studià foarte frumos în gropile Terezia dela Ocna de Fer.

Voiu da aici câteva exemple:

1. Granodioritporfiritul filonului central din Terezia Mare conține fenocristale de plagioclas andesin zonat, de biotită și de hornblendă, într'o pastă granofirică de cuarț (cuarț globular), ortoză și plagioclas. Biotitele și hornblendele fenocristale sunt mai adesea complet pseudomorfozate de foițe mici biotitice.

La marginea filonului biotita și cuarțul lipsesc de obiceiu; feldspatul este o albită, iar singurul mafit este hornblenda. Intre centru și marginea filonului se pot observà sub microscop toate tranzițiile.

Marginea filonului se află în acelaș timp în diferite stadii de epidotizare, epidotul invadând treptat pasta și feldspații fenocristali, încât granodioritporfiritul face loc unui înveliș de epidotite în care foarte adesea se mai găsesc ca relicte hornblendele rocei eruptive.

Epidotizarea filonului eruptiv poate să fie așà de intensă, încât în locul acestuia putem găsì un filon de epidotit în care mai întâlnim doar rare ochiuri cu structură eruptivă, necomplet transformate, cum e cazul fâșiei de epidotit care trece din Terezia Mică în Terezia Mare, deacurmezișul calcarelor.

Institutul Geologic al României

Epidotizarea este un fenomen general la rocele eruptive ce străbat prin zona calcarelor. Ea a fost descrisă în regiunea noastră mai întâiu de E. BERGEAT (4).

2. La filonul de granodioritporfirit din Terezia Mică (analiza No. 7) se observă pe lângă fenomenul de epidotizare și un fenomen de diopsidizare, care pare mai frecuent. La marginile filonului și în micile lui digitațiuni care străbat skarnul, mai ales pe prima terasă de abataj de deasupra filonului, roca eruptivă e lipsită de cuarț și biotită; hornblenda e înlocuită prin diopsid care invadează și pasta, iar feldspatul este o albită înțesată sau nu cu epidot.

Intr'un stadiu mai înaintat plagioclasul recristalizează și devine treptat mai bazic, labradoritic și chiar bytownit-anortitic. Diopsidul, epidotul și la urmă granatul invadează treptat roca, încât în stadiul final nu mai avem decât fenocristale de diopsid (fostele hornblende) și de agregate de epidot + diopsid + granat (foștii plagioclași) într'o pastă diopsido-epidoto-granatică. Aceste corneene endogene compacte și cu structură eruptivă au o culoare verde coaja mărului.

Sporadic și local se observă și o scapolitizare a plagioclasului.

Fenomene analoage a descris A. BERGEAT (3) dela Concepción del Oro, Mexico (roca filoniană dela Piedra Cargada).

3. Fapte asemănătoare am observat în malchite, în granodiorite și în granogabbrourile și gabbrourile apofizei Terezia. E probabil că roca cu diopside și epidoți din apofiza Ferendia a fost produsă sub influența acelorași fenomene de contact endogene.

Lucrurile pot fi local complicate, mai ales în micile digitațiuni eruptive ce apar în diverse părți ale skarnului. (Vezi și rocele contaminate descrise la banatite).

III. RECAPITULARE

Metamorfismul de contact banatitic a produs o aureolă de contact formată din corneenele complexe descrise mai sus. Geneza acestora nu se poate explică numai prin simpla recristalizare a rocelor preexistente. In formarea corneenelor afară de materialul primordial de șisturi cristaline și de rocele zonei de calcare, a jucat un rol hotărîtor aportul pneumatolitic din magma banatitică. A fost de sigur o succesiune de soluțiuni magmatice care au reacționat întâiu cu materialul primitiv și apoi foarte probabil cu primele produse de contact, dând naștere la toată gama de roce, minerale și minereuri ale aureolei de contact banatitice. Fenomenele metasomatice au jucat un rol capital în aceste procese.

Pe de o parte s'ar părea că din reacțiunile soluțiunilor magmatice cu massele calcaroase, cele dintâiu s'au încărcat cu Ca și au circulat mai departe metaso-

Institutul Geologic al României

matizând calcarele și celelalte roce, ba chiar și gneisele înconjurătoare, încât o mare parte din skarnuri s'au format din gneise, care n'ar puteà da naștere prin simplă recristalizare la skarnuri.

Pe de altă parte impresia câștigată până acuma este că avem cel puțin două procese metasomatice capitale:

Metasomatismul magnezian și metasomatismul ferului. Se pare că primele skarnuri au fost diopsidice iar peste ele s'au format cele granatice și apoi minereurile.

Cordieritite le își datorează existența tot unui metasomatism magnezian.

Avem apoi tot restul cortegiului de fenomene pneumatolitice-hidrotermale cu formarea mineralelor mai rare: scapolite, ludwigite, etc., cu impregnarea rocelor din apropierea massivului cu soluțiuni banatitice (enclavele de gneis, cuarțitele contactmetamorfice), cu formarea cuarțurilor hidrotermale, etc.

Studiile viitoare și analizele chimice vor arătà dacă se poate stabilì care este partea datorită aporturilor magmatice și care, rocelor preexistente. Vom încercà atunci să descifrăm și succesiunea fenomenelor.

CAPITOLUL VI

NEOZOICUL

Regiunea a fost exondată în timpul Cretacicului superior și Paleogenului, ca de altfel întreg massivul cristalin banatic. Abia în Neogen marea scaldă din nou marginile acestui massiv și depresiunile din interiorul lui (64 a).

In regiunea studiată de mine singurele depozite sedimentare neozoice întâlnite, aparțin Pliocenului și Cuaternarului, depozitele miocene cele mai apropiate găsindu-se în regiunea Oraviței și în petecele reduse dela Valeapai, Delinești, etc.

Pliocenul e reprezentat prin depozitele ponțiene dela Ezeriș și prin depozitele torențiale dela Bocșa Română și Văsiova precum și prin diversele petece scăpate de eroziune din cuprinsul șisturilor cristaline.

Cuaternarul cuprinde depozitele de terasă și aluviunile.

a) Pliocenul

a) Depozitele ponțiene dela Ezeriș

Fac parte din marele golf, cuprins între Târnova-Câlnic-Zorlenț-Brebul, al Pliocenului dintre V. Pogănișului și V. Timișului. Ele au fost studiate de Gy. Halaváts (28 a) care le-a atribuit Ponțianului. Le-am observat în Valea de Carpin (Ezeriș), în cursul inferior, unde sunt alcătuite din pături orizontale de nisipuri galbene și argile nisipoase cenușii-deschise prezentând

Institutul Geologic al României

uneori plăci feruginoase (cu mangan?) ce reprezintă de sigur un orizont de acumulare a cimentului feruginos în nisipuri. Nu ne putem ocupă mai deaproape cu studiul acestor sedimente, ele neprezentând alt interes pentru noi decât că marchează limita de NE a regiunii noastre.

β) Depozitele pliocene torențiale dela Bocșa Română și Văsiova

La limita de Vest a hărții noastre, între văile Bocșiței, Moraviței și Bârzavei, fundamentul de șisturi cristaline și granodioritul sunt mascate de depozite sedimentare tinere alcătuite din o alternanță de nisipuri, unele mai fine, altele mai grosiere, uneori feruginoase, mai mult sau mai puțin argiloase, de culori verzui, gălbui sau cenușii, cu intercalațiuni de pături și lentile de pietrișuri mai mărunte la bază și mai grosiere (cât un butoiaș chiar) către partea superioară. Blocurile mari sunt mai ales gneise oculare de Bocșa Nouă. Aceste depozite se pot vedeà bine deschise în râpile dela SSE de Bocșa Română în dreapta V. Moraviței și în cele dealungul cursului inferior al V. Bocșiței și se pot regăsì la obârșia ogașelor dintre Godinova și Bocșa Română. Deasupra, pe dealuri, întâlnim foarte adesea bucăți perfect rotunzite de minereu oxidic de fer amestecate cu pietrișuri de cuarț, etc. Locurile unde am întâlnit minereu de fer le-am notat prin trei puncte groase pe hartă.

Gy. Halaváts (29, 30) care a cartat Pontianul și Cuaternarul din zona colinară dela Vest separă Pontianul la partea inferioară pe versantul văilor, și Cuaternarul (Bohnerzführender Ton) la partea superioară pe dealuri. Nu am văzut însă în părțile cartate de mine « Bohnerze » ci numai depozitele descrise mai sus pe care a trebuit să le întind și peste insula de șisturi cristaline pusă de Halaváts între Bocșa Română și Văsiova. Lipsa de fosile face ca studiul acestor sedimente să nu fie pe deplin mulțumitor.

γ) Depozitele pliocene torențiale cu minereu de fer rulat dela Amelia[1])

Pe calcarele dintre Ferendia, Drimoxa și Buchin se află un depozit sedimentar, argilos-nisipos, micaceu, gălbui și cenușiu cu intercalațiuni torențiale, pături neregulate și lentile de pietrișuri și blocuri mari prinse la întâmplare, la diferite nivele. Găsim aici gneise de obiceiu alterate, conglomeratele de cuarț și de șisturi cristaline din apropiere (cota 381), cuarț, granodiorit, epidotit, granatit, magnetită și hematită, rotunzite perfect. Minereul se află mai numeros și în blocuri mai mari în partea inferioară a sedimentului și a dat ocazie unei exploatări la zi intense a depozitului. In fundul carierei ies la iveală calcarele

[1]) Aceste depozite le-am găsit separate ca « Diluvium » pentru prima oară pe schița dată de Hj. Sjögren (71). Pe harta lui Gy. Halaváts (29) sunt trecute ca ponțiene.

Institutul Geologic al României

în forme rotunjite, în pereții cărora se pot vedeà, în strâmtoarea din partea de mijloc a carierii, urme reale de corali (vezi Pl. V, fig. 1—4).

Acest depozit este un rest păstrat în doline și pungi în calcar al unor depozite mai întinse echivalente cu cele dela Bocșa Română unde deasemenea am aflat minereu de fer (vezi mai sus).

δ) Alte depozite similare cu cele dela Amelia

Un depozit identic cu cel dela Amelia se află vis-à-vis, între Ferendia și Moravița, pe D. Stroșului, tot pe calcare. In gărâna [1]) de acolo, găsim aceleași nisipuri gălbui, argiloase și micacee, pline cu pietrișuri de cuarț, minereu de fer rulat, etc., ca la Amelia. O exploatare nu s'a încercat încă.

Pe calcarele dela Paulus deasemenea s'au găsit rezidii feruginoase, cu minereu rulat.

Un depozit mai important se află pe culmea Terezia (Dognecea) între Valea Lacului Mic și Og. Bradului. Găsim numeroase blocuri rotunjite, de ortognesie, cuarț și minereu de fer, atât pe culme cât și pe ogașele ce coboară din ea, cum se vede din semnele de pe hartă. Avem de a face probabil cu un depozit exploatabil, dată fiind apropierea de zăcămintele de contact. In locul acestui depozit pe harta lui Halaváts (29) e pus un acoperiș de șisturi cristaline ce se coboară în V. Dognecei. Dar am putut dovedì absolut sigur că acest acoperiș nu există, el nefiind decât un rest de depozit tip Amelia, între acest depozit și V. Dognecei nefiind altceva decât granodiorit alterat ce se poate foarte bine constată pe culmea dela Cioaca Terezia (cota 440) spre SE și pe toate ogașele ce coboară din ea. Câteva petece de acelaș fel de depozite trebuie să fie pe culmea ce separă basinul V. Dognecei de acel al V. Lupacului. Bazat pe aceleași minereuri de fer rulate, găsite pe culme, și în Og. Țigăncii, am pus pe hartă trei petece sedimentare în Poiana Stuparului, în Poiana Ieriștea și în jurul cotei 450 m la Nord de Crucea Verde. Dealtfel nu e exclus ca aceste minereuri rulate să fie numai rămășițele unor depozite deja spălate prin eroziune.

Pe Buza Cărărilor, la N de Colțan, am mai întâlnit astfel de minereu, precum și în partea de SE a Obârșiei Măgurii (cota 432 m) unde avem foarte probabil unele petece de depozite tip Amelia, dovadă frecvența destul de mare a minereului rulat din partea superioară a Og. Olarului și chiar în V. Trestiei. Și pe Valea de Carpin pe calcare, găsim minereu rulat.

In vremuri mai vechi țăranii adunau aceste minereuri de prin ogașe și le vindeau la Reșița.

In afara regiunii mele se mai cunosc depozite asemănătoare cu minereu de fer rulat la Tâlva Țapului către Reșița, unde s'a făcut un puț de

[1]) Pădure tăiată în care începe să crească desișul.

Institutul Geologic al României

explorare în 1883 (vezi HALAVÁTS, 30, pag. 27), depozit descris și de COTTA care dă și un profil (15, pag. 74—76).

Din cele de mai sus vedem că avem de a face cu două feluri de depozite pliocene:

1. Depozite mai fine, mai ales nisipoase și uneori argiloase care cuprind o faună ponțiană foarte bogată la Tirol [1]) în colinele dela Vest. Aceleași sedimente sunt și la Ezeriș.

2. Depozite grosiere, mai bogate în pietrișuri, cu aspecte torențiale (blocuri mari, stratificație neregulată, lentile) și care conțin aproape constant bucăți rulate de minereu de fer, uneori exploatabil. HALAVÁTS le consideră ponțiene superioare (30, pag. 27 jos). Ele se află la următoarele cote: la Bocșa Română între 225 și 265 m, la Amelia sub 352 m, pe D. Stroșului sub 384 m, pe culmea Terezia între 450—470 m, pe cumpăna apelor dintre Dognecea și Lupac între 450—500 m, pe Tâlva Ţapului la cca 400 m, la Obârșia Măgurii între 380 și 400 m.

Depozitele nisipoase se află la cote sub 300 m la Ezeriș și în general pe la 200 și sub 200 m în regiunea colinară dela Vest.

Depozitele torențiale sunt produsele unei perioade de eroziune activă și provin din distrugerea unui relief mai accentuat. Răspândirea lor arată că ele au fost cărate din regiunea Dealului Dănilii către depresiunile dimprejurul regiunii noastre: dela Ezeriș, dela Bocșa Română, dela Lupac.

Cantități mari de minereu de fer din zăcăminte situate la nivele superioare celor de astăzi au fost erodate și cărate la vale, acumulându-se pe alocuri în depozite exploatabile (Amelia).

b) Cuaternarul

Terasele, aluviunile recente, conurile de dejecție, etc., sunt depozitele cele mai noi, ale Cuaternarului.

Terasele V. Bârzavei nu au fost încă studiate. In locul lor, pe harta lui HALAVÁTS (29) figurează când aluviuni, când roca de fundament. E adevărat că în general ele sunt destul de degradate, dar, cu puțină băgare de seamă nu se poate să nu observăm prezența pietrișurilor și nisipurilor fluviatile pe micile platforme din lungul Bârzavei. Cu ajutorul acestor resturi de platforme [2]) și cu ajutorul pietrelor fluviatile, rotunjite perfect, găsite în locuri unde cu greu ne putem închipuì un transport cu căruțele, am putut descoperì un șir întreg de terase, în V. Bârzavei și în cursul inferior al Moraviței și Boc-

[1]) In 30 se dă o listă de fosile și se citează literatura corespunzătoare.

[2]) Mai rar bine păstrate, încât sub marginea lor să se vadă fundamentul; mai adesea în diverse stadii de degradare, încât ele înclină treptat spre șesul aluvial cu care se confundă, ceeace face ca delimitarea lor pe hartă să fie mai mult sau mai puțin subiectivă.

Institutul Geologic al României

șiței. Am încercat să deosebesc o terasă superioară diluvială de una inferioară aluvială. Echivalarea teraselor este însă greu de făcut din cauza lipsei unei hărți topografice având curbe de nivel precise cum se cere în asemenea cazuri. După harta austriacă 1 : 25.000 ar rezultà că altitudinea teraselor este cuprinsă între 180—220 m, în general în jurul curbei de 200 m în regiunea Bocșei, baza terasei coborînd până la 180 m, iar în regiunea Mâniom urcând la cca 200 m. In cele mai multe cazuri se poate observà la marginea terasei felul rocei dedesubt. Astfel: Carboniferul superior, la Mâniom dealungul liniei ferate; rocele verzi, la Og. lui Nistor și în regiunea gurii Văii Satului; paragneisele, în regiunea Colțan—Bocșa Izvor [1]), Bocșa Montană [2]); granodioritul,

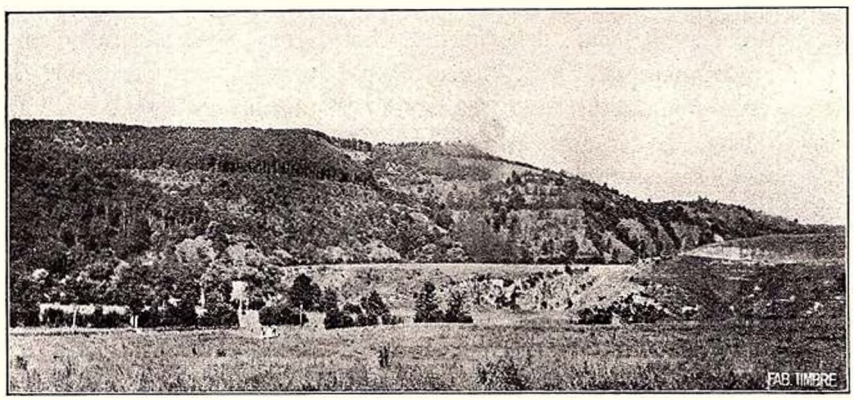


Fig. 27. « Zăcătoarea vacii », terasa Bârzavei dela Bocșa Izvor.
Vedere dinspre Est.

la Bocșa Montană și Văsiova, dealungul liniei ferate și la Bocșa Română pe prima uliță dela Sud de biserică. Terasele Moraviței și Bocșiței sunt parte pe Pontian, parte pe paragneise sau pe eruptiv.

T e r a s e m a i v e c h i. La Mâniom am observat pietrișuri de terasă între Og. Vracnița și Og. Cacova (afluenții V. Mâniomului) și la obârșia Vracniței, între aceasta și V. Satului; deasemenea și vis-à-vis în cotul V. Satului, pe drumul ce urcă la Nord, am observat pietrișuri răslețe. In pietrișurile dela Vracnița inferioară întâlnim material « Cârșie » din zona milonitică, iar în cele dela obârșia ei găsim pe lângă mult cuarț și roce verzi din zona mediană, și în fine deasupra cotului V. Satului aflăm cuarț și paragneise Buchin. Dacă observăm harta ne convingem că tot acest material nu puteà provenì decât dela Nord, de sub Obârșia Măgurii, de pe Og. Faurului și Roții care au curs

[1]) In fața Bocșei Izvor se află « Zăcătoarea Vacii » una din cele mai bine păstrate terase din regiune (fig. 27).

[2]) Pe uliția ce coboară către Bocșa Izvor.

Institutul Geologic al României

cândva în V. Mâniomului, astăzi fiind captate de Bârzava. Relieful îmbătrânit din cotul V. Satului, contrastează puternic cu cascadele din traverseul zonei epidioritice de mai la vale.

Aluviunile recente sunt abundente în V. Bârzavei, mai ales în regiunea Bocșei, unde râul este mult lărgit din cauza fundamentului granodioritic alterat și ușor de erodat. Ele constau mai ales din nisipuri cu intercalațiuni de pietrișuri și din argile. Aproape toate văile ceva mai importante ale regiunii conțin aluviuni uneori până în cursurile superioare ale lor. In văile mai mici se găsesc pietrișuri slab rotunjite și de diverse mărimi. Se observă adesea rămășițe de albii mai vechi ca de ex. în cotul Bârzavei dela N de Colțan și mai la vale de Bocșa.

Mai dedemult aluviunile acestea au fost scotocite de țiganii aurari, ca de ex. în V. Moraviței la vale de cantonul silvic Groza, unde terenul e plin de gropi din cauza aceasta. In V. Groza s'a scos pietriș pentru șoseluit. Astăzi în fiecare comună țiganii fac cărămizi din aluviunile argiloase. La Văsiova este și o fabrică de cărămidă (Vasiovana).

La deschiderea tuturor ogașelor sunt conuri de dejecțiic. Pantele dealurilor sunt acoperite cu lut de alterațiune și grohotișuri de coastă, uneori mai desvoltate, ca de exemplu pe malul drept al Bârzavei în dreptul barajului dintre Bocșa Nouă și Bocșa Veche, în râpile dela Sud de Văsiova deasupra teraselor, la poalele cristalinului, etc.

Am observat și tufuri calcaroase depozitate din izvoare recente sau dispărute, provenind din calcare. Un astfel de depozit de tufuri calcaroase am aflat pe V. Măgurii imediat la vale de cota 271, sub calcar, provenit dintr'un izvor dispărut. Alt depozit care se formează și azi se observă pe Og. Buchin la izvorul de sub flancul de Est al calcarului.

In fine depozitele cele mai recente sunt haldele (=opini, cum le numesc localnicii) provenite din exploatări miniere și care ocupă suprafețe destul de mari în zona mineralizată dealungul calcarelor.

Ca să fiu complet să citez și alunecările de teren din D. Mâniomelu pe Og. Tâlvii (cuarțitele!) și din V. Locai la confluența Locăelului Sec, precum și lacul de baraj dela Vârtoape format prin stăvilirea Ferendiei din cauza alunecării marilor halde dela Amelia, și lăculețul de pe Og. Ștefănii stăvilit tot de halde. Sunt și lacuri de baraj artificiale: « Zidul » de pe Ferendia, « Zidul » de pe Moravița superioară, « Zidul mic » dela Dognecea din Valea Lacului Mic, ca să nu vorbim decât de cele cuprinse în regiunea cartată.

Institutul Geologic al României

PARTEA III-A

CONCLUZIUNI

SCURTĂ PRIVIRE ASUPRA GEOLOGIEI ȘI PETROGRAFIEI REGIUNII OCNA DE FER—BOCȘA MONTANĂ

Regiunea al cărei studiu formează obiectul prezentei lucrări e formată dintr'un fundament de șisturi cristaline, un sinclinal de calcare mesozoice cu conglomerate la bază, un massiv de roce eruptive banatitice cu suita sa de apofize, filoane și fenomene hidrotermale, înconjurat de o aureolă de metamorfism de contact, cu zăcăminte de minereuri, acolo unde aureola de contact traversează zona calcarelor; sedimente pliocene acopere sub formă de petece unele părți ale regiunii, iar dealungul văilor principale găsim terase și aluviuni.

I. Fundamentul de șisturi cristaline reprezintă partea nordică a massei cristaline dintre Oravița și Bocșa Montană și este format din două grupe de șisturi cristaline: grupa gneiselor micacee la apus și grupa rocelor verzi la răsărit.

Grupa gneiselor micacee este constituită în cea mai mare parte dintr'un complex de roce de origină sedimentară argilo-grezoasă metamorfozate sub formă de paragneise, adică: gneise feldspatice, diverse șisturi micacee, cuarțite gneisice, cuarțite, lentile de cuarț și cu totul local paraamfibolite cu nodule de plagioclas. In acest complex sedimentogen joacă un rol subordonat două bande mai importante și câteva iviri lenticulare mici de aplite și pegmatite gneisice, gneise injectate și o serie de lentile mici de diverse ortoamfibolite. In V. Ferendiei și în V. Moraviței, la apus de sinclinalul de calcare se întâlnesc gneise granitice violacee și granite plagioclasice cu corneene de contact, ca iviri străine grupei de gneise micacee.

Grupa rocelor verzi cuprinde roce variate, unele de origină detritică, altele de origină eruptivă. Rocele de origină eruptivă constitue cea mai mare parte a grupei și sunt reprezentate prin roce porfirogene, epigranite, epidiorite, epigabbrouri, diverse roce tufogene și diverse roce epidotizate și cloritizate, greu de identificat. Avem aface cu o întreagă diferențiere magmatică din care face parte o serie de roce eruptive dela cele mai acide la cele mai bazice, cum arată cele patru analize de roce verzi eruptive. Rocele verzi sedimentogene joacă un rol subordonat sub forma de filite, cuarțite.

Institutul Geologic al României

II. Sinclinalul de calcare mesozoice prins în grupa gneiselor micacee și având direcția generală NE-SW, dela Ezeriș până la Cauna Nouă (Dognecea), e format la bază din conglomerate cu blocuri de cuarț și șisturi cristaline, peste care urmează gresii calcaroase, calcare grezoase și conglomeratice în care se găsesc Belemniți și Pecteni indeterminabili, iar la partea superioară a sinclinalului sunt calcare compacte, uneori recifale cu Coralieri, Nerinei și altele. Vârsta calcarelor compacte e tithon-neocomiană, a celor grezoase poate fi doggeriană, iar aceea a conglomeratelor e probabil tot doggeriană.

III. Tectonica acestui fundament cristalino-mesozoic a fost desăvârșită în Cretacicul mediu în prima fază a orogenului alpin, în concordanță deci cu desfășurarea mișcărilor pe tot frontul alpino-carpatic. Această concluzie a fost trasă pe bază de analogii, deoarece dovezi directe nu avem în regiunea noastră. Mișcările orogenice au avut loc după formarea calcarelor tithon-neocomiene, care sunt dislocate, și înainte de intruziunea banatitelor, a cărei vârstă a fost determinată în alte părți ca fiind cretacică superioară. Direcțiunea generală a cutelor și zonelor acestui fundament e cuprinsă între NNE și ENE, în partea dela Nord de V. Bârzavei ea fiind mai apropiată de ENE, iar în partea dela Sud de aceà vale virând spre NNE, ceeace scoate în evidență o arcuire a fundamentului: suntem în zona de curbură a cutelor banatice.

Fundamentul cristalin al regiunii noastre este încălecat spre răsărit peste Carboniferul superior al zonei sedimentare paleo-mesozoice apusene a Banatului. Acest fundament este constituit din două unități tectonice importante, corespunzând grupei de gneise micacee și grupei de roce verzi, prima fiind încălecată peste a doua.

In unitatea gneiselor micacee, formată din grupa rocelor cu acelaș nume, am deosebit două zone tectonice separate prin sinclinalul calcarelor mesozoice:

Zona Bocșița—Drimoxa la Vest, constituită din paragneise plan-șistoase mai bogate în biotită și conținând adesea ace de turmalină. Inclinarea șisturilor este în majoritatea cazurilor sud-estică, exceptând împrejurimile massivului banatitic, în care căderea este în general periclinală.

Zona Buchin la Est, în care predomină paragneise încrețite de obiceiu clorito-muscovitice. Zona are o structură de cute-solzi aplecate spre Est. Căderea șisturilor celor două zone este îndreptată în general spre calcare încât unitatea gneiselor micacee ia aspectul unui sinclinal cu aripa de SE tectonizată.

Unitatea rocelor verzi ocupă partea de Est a fundamentului regiunii noastre. In ea am stabilit o zonă apuseană numită zona epigabbrourilor, separată de restul unității prin o linie de dislocație. Zona se ascute spre SW în regiunea Poienii Colțan. In această zonă, epigabbrourile formează masse lenticulare provenite dintr'un massiv gabbroid, și prinse între roce tufogene și porfirogene.

Institutul Geologic al României

Restul unității rocelor verzi cuprinde o fâșie apuseană de roce porfirogene și roce tufogene și o fâșie răsăriteană în care alternează roce tufogene cu epigranite și epidiorite: zona rocelor porfirogene și tufogene și zona epigranitelor și epidioritelor.

Rocele acestei unități se află în diferite stadii de laminare, iar unitatea e probabil solzificată. Laminarea rocelor este progresivă și mai intensă în spre Est.

Rocele de aparență aglomeratică de pe limita de Est a unității ar puteà reprezentà o brecie tectonică.

Unitățile și zonele de mai sus sunt separate prin zone de dislocațiuni importante:

Zona calcarelor separă zona Bocșița—Drimoxa de zona Buchin. Sinclinalul de calcare e fracturat și dislocat. In unele părți el este chiar întrerupt (Valea Măgurii), sau descompus în blocuri și lentile răspândite neregulat (Colțan), oglindind astfel tectonica haotică a unui fund de sinclinal prins. Succesiunea stratigrafică dela conglomeratele de bază până la Tithon-Neocomianul din acoperiș nu se observă decât în câteva locuri, stratele inferioare fiind de regulă laminate. Șisturile cristaline din baza sinclinalului sunt frământate și calcarele uneori brecifiate.

Zona de încălecare dintre unitatea gneiselor micacee și unitatea rocelor verzi separă cele două grupe de șisturi cristaline ale fundamentului. Această zonă se urmărește din V. Trestiei (Ezeriș) peste V. Bârzavei (Tunelul Colțan), V. Ferendiei (cota 297) și Cioaca lui Ion, până în V. Dognecei. Dealungul acestei zone gneisele micacee sunt încălecate peste rocele verzi. La Sud de V. Bârzavei în regiunea Og. dela Poieți se întâlnește un solz de paragneise Buchin ce se ascute spre NE trecând într'o linie de dislocație care separă zona epigabbrourilor de restul complexului de roce verzi. Din cauza acestui solz zona de încălecare e formată de fapt din două dislocații în releu. Dealungul zonei de încălecare apar conglomerate, lentile de calcar și șisturi cristaline ale celor două grupe, în diverse stadii de frământare, brecifiere și laminare. Zona e subliniată de apariținni de filoane de cuarțkeratofir și de cuarț hidrotermal.

Zona de încălecare dintre unitatea rocelor verzi și Carboniferul superior al zonei sedimentare paleo-mesozoice din apusul Banatului e foarte desvoltată ajungând la lățimi de câteva sute de metri. Zona are o structură de solzi încălecați spre Est, o adevărată structură de rabotaj. Rocele acestei zone sunt laminate și foarte adesea ultramilonitizate și sunt reprezentate prin conglomerate laminate până în stadiul de gneise șistoase (conglomeratele Cârșie) și prin filite satinate (ultramilonite). Structura zonei se complică prin apariținnea unei pene de roce verzi în partea nord-estică a zonei și prin iviri de pene de Carbonifer superior în partea ei sud-westică. Afară de aceasta, în partea sudică dela Tâlva Locai spre SSW, apar pe culmile dintre Dognecea și Lupac, și numai pe culmi, niciodată în văi, o serie de masse de cuarțite sericitoase cu

Institutul Geologic al României

textura paralelă (cuarțitele de Tâlva Mare), ieșind sub formă de solzi (lentile rabotate?) din adâncimea acestei zone.

IV. Rocele eruptive banatitice străbat fundamentul cristalino-mesozoic al regiunii. Ele constitue în ansamblul lor o grupă de roce alcalicalcice al căror trunchiu principal este granodioritic și din care, — prin jocul fenomenelor de diferențiere magmatică, înrâurite în parte prin asimilațiuni — au luat naștere roce diferențiate acide și bazice, a căror dependență de trunchiul magmatic comun este arătată atât prin felul de ivire geologică cât și prin caractere mineralogice și chimice comune, care subliniază consanguinitatea lor. Această «înrudire de sânge» mă determină să propun păstrarea, pentru ansamblul acestor roce eruptive, a vechiului termen colectiv de banatite, introdus încă din 1865, de B. v. Cotta.

Banatitele sunt roce hipoabisice, cu grăuntele mijlociu și mărunt, care poartă pecetea condițiunilor fizico-chimice neliniștite — a unei atmosfere de labilitate continuă — ce au domnit în timpul cristalizării lor și care se traduc prin variațiunile capricioase de structură, textură și compoziție mineralogică calitativă și cantitativă ce domnește în massivul banatitic și care se accentuează mai ales în cele câteva apofize din apropierea massivului. Aceste variațiuni capricioase ne arată că ne aflăm în regiunile periferice din bolta unui lacolit, ce se desvoltă foarte probabil în adâncime.

Ca un rezultat al acestor condițiuni neliniștite de cristalizare avem următoarele caracteristice:

1. Diversitate în structuri: hipidiomorfe, inechigranulare, inomogene, de concreștere, poikilitice, divergente, net porfirice.

2. O compoziție mineralogică variată, cu predomnirea plagioclasului, cuarțului și ortozei, hornblendei și biotitei. Numai în rocele cele mai bazice se întâlnește și diopsidul.

Foarte caracteristici sunt plagioclașii zonați cu o compoziție variind dela un albit-oligoclas la margine până la bytownit-anortit în sâmbure. Plagioclașii cei mai răspândiți sunt cei granodioritici de compoziție medie andesin, dispersi, zonați recurent și maclați de obiceiu polisintetic. Recurența repetată a zonelor plagioclasice ilustrează foarte frumos sensibilitatea echilibrului chimic magmatic în aceste părți periferice ale lacolitului banatitic.

Caracteristică este și prezența ortozei micropertitice care nu lipsește decât din câteva roce bazice.

3. Rezorbirea și transformarea mineralelor mai vechi, prin minerale ce caracterizează stadii magmatice mai târzii (reaction relation Bowen). Astfel: diopsidele sunt înlocuite prin amfiboli și biotite; hornblendele brune sunt rezorbite de cele verzi și amândouă de biotite; zonele bazice ale plagioclașilor sunt adesea corodate până la înlocuire de către zonele mai acide, ba uneori se vede chiar ortoza corodând zonele acide ale plagioclașilor (sienogabbro).

Institutul Geologic al României

4. In ceeace privește chimismul, cele 14 analize nouă arată că banatitele formează o provincie magmatică pacifică cu ușoară tendință mediterană. Trunchiul eruptiv este de tip granodioritic-opdalitic (NIGGLI) pe când rocele diferențiate aparțin bineînțeles la tipuri ce se pot depărta într'o direcție până la tipuri granitice și în cealaltă direcție până la tipuri gabbrodioritice și gabbroide.

Banatitele formează în regiunea noastră un massiv de formă neregulată — prelungirea spre Sud a marelui lacolit banatitic al Bocșei. Massivul este înconjurat de o bogată suită de apofize și filoane.

In părțile superioare ale massivului banatitic dintre Văsiova și Dognecea se întâlnesc mărturii din acoperișul lui de șisturi cristaline, petece, enclave și prelungiri de ale acestora, care dovedesc că ne aflăm în regiunea periferică de acoperiș a unui lacolit.

Șisturile cristaline din jurul massivului au o cădere în general periclinală, iar direcțiunile lor sunt deranjate spre NW, căutând să se adapteze limitelor massei banatitice. Aceasta ar dovedì că punerea în loc a magmei banatitice — deși posttectonică — a cauzat boltirea și deranjarea șisturilor cristaline din înveliș.

Massivul banatitic este constituit în cea mai mare parte din granodiorite care trec în partea de Nord, în regiunea Moraviței inferioare, într'o segregațiune mai mare granitică și aplitică.

Granodioritele formează massa mare a banatitelor. Ele sunt roce plagioclasice, cu un procent de obiceiu mai redus de ortoză și cuarț și cu relativ puține minerale feromagneziene (hornblendă verde și biotită); printre accesorii sunt de remarcat magnetita și titanita. Plagioclasul granodioritelor e bine desvoltat imprimând adesea o structură porfirică rocei. El este caracteristic, zonat recurent, cum am arătat mai sus.

In granodiorite se găsesc frecvent mici separațiuni melanocrate, mai bogate în minerale feromagneziene.

Rocele granitice sunt mai bogate în ortoză și cuarț și mai sărace în celelalte minerale, în special hornblenda și biotita sunt subordonate.

In părțile de sub acoperiș ale massivului avem o bogată desvoltare a fenomenelor hidrotermale cu formare de cuarțuri hidrotermale și roce hidrotermalizate, uneori slab aurifere.

Apofizele banatitice sunt corpuri eruptive mici formate unele din roce granito-granodioritice și din granodiorite cu o ușoară textură divergentă, iar altele din granogabbrouri și gabbrouri.

Aceste mici corpuri banatitice au fost teatrul unor fenomene complicate de diferențiere în care recunoaștem influențe pneumatolitice și de asimilare, care explică inconstanța echilibrului chimic al magmei cu producere de roce variate dintr'un punct într'altul. Exemple frumoase ne oferă apofizele Terezia și Ferendia.

Institutul Geologic al României

Granogabbrourile și gabbrourile, roce care se întâlnesc numai în apofize, prezintă cea mai capricioasă variațiune de structură, textură și compoziție mineralogică. Ele sunt formate din plagioclași zonați bazici, adesea corodați de zone acide, din hornblende verzi și hornblende brune și în mod mai mult excepțional din diopside (în rocele cele mai bazice). Biotita de diverse nuanțe se impune mai puțin. In rocele mai bazice de notat prezența pirotinei. In ce privește cuarțul și ortoza ele pot fi prezente uneori în cantități notabile, dar pot și lipsì cu totul când unul, când cealaltă, când amândouă.

Prin asimilare și pneumatoliză au luat naștere roce endomorfozate cu epidoți, diopside, etc.

Suita filoniană a massivului banatitic e constituită din:

1. Filoane diferențiate acide: aplite, micropegmatite, cuarț eruptiv, cuarțkeratofire și cuarțuri hidrotermale.

2. Filoane puțin diferențiate, corespunzând în general granodioritelor și rocelor ceva mai bazice: granodioritporfirite și dioritporfirite.

3. Filoane diferențiate bazice, lamprofire: malchite, kersantite-minete, odinite, camptonit, melacuarțgabbro.

Mineralele sunt cam aceleași ca la rocele grăunțoase. La rocele filoniene cele mai acide predomină ortoza și cuarțul, în cele intermediare plagioclasul, iar în cele bazice mineralele feromagneziene. Diopsidul se întâlnește și aici numai în lamprofirele mai bazice.

V. Prin metamorfismul de contact exercitat de banatite asupra rocelor înconjurătoare a luat naștere în jurul massivului eruptiv o puternică aureolă de contact. Fenomenele de contact de o intensitate chimică mare au acționat indiferent asupra calcarelor și asupra șisturilor cristaline producând roce de contact foarte variate.

Paragneisele au fost transformate în gneise pinnitice, în corneene cordieritice, andaluzitice, biotitice, chiar și în cordieritite și andaluzitite. La contactul imediat al massivului sunt pe alocuri adevărate zone de injecțiune banatitică.

Gneisele aplitice și gneisele injectate au fost recristalizate, biotitizate, iar alteori au fost transformate treptat în skarnuri.

Rocele verzi au fost metamorfozate în corneene compacte și rubanate amfibolice și diopsidice. Deasemenea și rocele frământate din zona de încălecare au fost metamorfozate la contact.

Rocele din zona calcarelor mesozoice au fost marmorizate și transformate în diverse skarnuri granatice, piroxenice, epidotice, amfibolice, care mai cuprind și diverse alte minerale. In această formațiune de skarn s'au acumulat zăcămintele de minereuri care au făcut faima regiunii în vremurile trecute.

Afară de aceasta rocele eruptive însăși au suferit transformări endomorfe ca: epidotizare, diopsidizare, albitizare, etc.

Fenomenele metamorfozei de contact dela Ocna de Fer—Dognecea sunt foarte variate. Ele cer să mai fie aprofundate.

Institutul Geologic al României

Nouăle analize chimice de roce din regiune (analist. P. BEARTH, Basel):

	DENUMIREA ROCELOR	si	al	fm	c	alk	k	mg
	1. *Granit plagioclasic vechi*, V. Moraviței între Paulus și stațiune, Ocna de Fer	401	47	22	10	21	0,41	0,32
Roce verzi eruptive	2. *Rocă verde porfirogenă*, V. Bârzavei la N de Og. Popii, Km 54,5 CFR. Bocșa Montană	372	42	18	6	34	0,15	0,04
	3. *Epigranit*, V. Ferendiei între Og. Lațcu și Og. Popii, Ocna de Fer .	329	39,5	21	7,5	32	0,17	0,29
	4. *Epidiorit*, V. Locai cursul inferior, hotarul Bocșa Montană — Mâniom	213	35	27	21	17	0,13	0,28
	5. *Epigabbro*, V. Bârzavei între tunelul Colțan și Og. lui Nistor, Bocșa Montană	99	26	38	29	7	0,28	0,55
Banatite	6. *Aplit micropegmatitic*, cariera Groza Mare, Ocna de Fer	467	43	10	8	39	0,63	0,53
	7. *Cuarțkeratofir*, Og. Buchin, Bocșa Montană	361	45	10	11	34	0,19	0,44
	8. *Granit banatitic*, V. Moraviței, parcela Arsura, Văsiova.	321	32	23	19	26	0,46	0,43
	9. *Granodioritporfirit*, galeria Reichenstein II, D. Dănilii, Ocna de Fer .	250	32	25	21	22	0,45	0,35
	10. *Granodiorit de apofiză*, V. Ferendiei, hotarul Bocșa Montană — Ocna de Fer	229	32	32	18	18	0,43	0,61
	11. *Granodiorit* (roca principală a massivului banatitic), Og. Țiganului, Ocna de Fer	213	29	31	22	18	0,39	0,45
	12. *Granodioritporfirit*, Terezia Mică, Ocna de Fer	209	31	32	19	18	0,41	0,54
	13. *Granogabbro*, Mina Paulus, Ocna de Fer	176	26	36	23	15	0,32	0,54
	14. *Minetă augitică*, galeria Reichenstein I, contactul de Vest, D. Dănilii, Ocna de Fer	146	20	43	22	15	0,56	0,63
	15. *Sienogabbro*, Terezia Mare, Ocna de Fer	143	27	31	26	16	0,33	0,49
	16. *Odinit diopsidic*, blocuri, gura Og. Ciobanului, Ocna de Fer . . .	130	22	50	20	8	0,32	0,60
	17. *Odinit hornblendic*, Cariera Groza Mare, Ocna de Fer	125	23	41	25	11	0,24	0,64
	18. *Cuarțgabbro*, Terezia Mare, Ocna de Fer	120	21	47	22	10	0,35	0,58
	19. *Melagabbro*, Terezia Mare, Ocna de Fer	114	24	42	23	11	0,24	0,64

Institutul Geologic al României

Un mare rol în această metamorfoză îl joacă fenomenele pneumatolitice-hidrotermale și fenomenele de asimilare. Pe de o parte avem mari aporturi de substanțe din magmă în rocele înconjurătoare, pe de altă parte magma a asimilat rocele străbătute, cel puțin pe cele din zona calcarelor.

VI. Depozitele neozoice din regiune sunt reprezentate prin Pontian și Cuaternar. Pontianul se întâlnește la Ezeriș și Bocșa Română. La Ezeriș depozitele pontiene sunt mai ales nisipoase. Tot pontiene sunt considerate depozitele torențiale dela Amelia, din regiunea Godinova și din alte părți, în care se întâlnesc minereuri de fer rulate, uneori exploatabile. Cuaternarul e reprezentat prin terasele Bârzavei și Moraviței și aluviunile tuturor văilor.

Institutul Geologic al României

LITERATURA

Literatura geologică referitoare la studiul regiunii Ocna de Fer—Bocşa Montană

1. ARGAND ÉMILE. Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. *Actes de la Soc. Helvétique des Sciences Naturelles réunie à Neuchâtel, 101-e Session, 1920. II-e Partie, pag. 13—39, Aarau 1921.*
2. ATANASIU I. S. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (jud. Neamţ). *An. Inst. Geol. Rom. XIII, 1928, pag. 165—371, Bucureşti 1929.*
   Études géologiques dans les environs de Tulgheş (district Neamţu). *An. Inst. Geol. Rom. XIII, 1928, pag. 373—511.*
3. BERGEAT A. Der Granodiorit von Concepción del Oro im Staate Zacatecas (Mexiko) und seine Kontaktbildungen. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. XXVIII, B. Bd. pag. 421—573, Stuttgart 1909.*
4. BERGEAT EMIL. Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. B. Bd. XXX, pag. 549—574, Stuttgart 1910.*
5. BORN IGNAZ von. Briefe über mineralogische Gegenstände auf einer Reise durch das Temeswarer Banat, Siebenbürgen, Ober- und Nieder-Hungarn. *(4, 5, 9, 10, Brief), Frankfurt und Leipzig 1774.*
6. — Voyage minéralogique fait en Hongrie et en Transilvanie. *Traduit de l'allemand, avec quelques notes par M. Monnet. A Paris, rue et hostel Serpente, MDCCLXXX.*
7. BOWEN N. L. The evolution of the igneous rocks. *Princeton 1928.*
8. BROCII OLAF ANTON. Ein suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo. *Saertrykk av Norsk Geologisk Tidsskrift. Bind IX, Hefte 2. Oslo 1926, pag. 81—219.*
9. BRÖGGER W. C. Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. *Videnskabsselskabets Skrifter I. Math. Naturw. Klasse 1895, No. 7. Kristiania 1895, la pag. 63.*
10. BURRI C. Chemismus und provinziale Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. *Schw. Min. u. Petr. Mitt. Bd. VI, 1926, pag. 115—199, Zürich 1926.*
11. CASTEL M. Mémoire sur les mines et usines métalliques du Banat. *Annales des Mines, 6-e série. Mémoires, tome XVI. Paris 1869, pag. 405—517.*
12. CODARCEA AL. Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri dela Ocna de Fer (Banat). Minele Reichenstein. *D. d. S. ale Şed. Inst. Geol. Rom. XII, 1923—1924, pag. 92—112. Bucureşti 1930.*
13. — Cercetări geologice în Valea Ferendiei şi Valea Moraviţei din împrejurimile Ocnei de Fer (jud. Caraş, Banat). *D. d. S. ale Şed. Inst. Geol. Rom. XIII, 1924—1925, pag. 119—125, Bucureşti 1930.*
14. — Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fer—Bocşa Montană (district de Caraş, Banat). *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum., XIII-e année, No. 4—5, séance du 2 Mai 1930, Bucarest 1930.*

Institutul Geologic al României

15. COTTA BERNHARD von. Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. *Wien 1865.*
16. DELIUS. Disertaţiune asupra zăcămintelor de minereuri din Banat, publicată la Viena (citată de Born).
17. DUPARC L. et REINHARD M. La détermination des plagioclases dans les coupes minces. *Mém. de la Soc. de Physique et d'Hist. Nat. de Genève, vol. 40, fasc. 1, Genève 1924.*
18. ECKERMANN HARRY v. Molecular Proportions. *Uppsala 1925.*
19. GHIKA-BUDEŞTI ŞTEFAN. Les plagioclases des banatites étudiés par la méthode Fédoroff. *Schw. Min. Petr. Mitt. 1931, I. Zürich.*
20. GOLDSCHMIDT, V. M. Die Injectionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. *Videnskapsselskapets Skrifter I Mat.-naturw. Klasse 1920, No. 10, Kristiania 1921.*
21. GRUBENMANN U. Die kristallinen Schiefer, eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. *2 Aufl. Berlin 1910.*
22. — — u. NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. I Allgemeiner Teil. *Berlin 1924.*
23. HALAVÁTS GYULA. Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravicza-Román Bogsán durchgeführte geologische Detail-Aufnahme. *Földt. Közl. XV, 1885, pag. 500—512, Budapest 1885.*
24. — Bericht über die im Jahre 1887 in der Umgebung von Dognácska ausgeführte geologische Detailaufnahme. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1887, pag. 149—161, Budapest 1889.*
25. — Bericht über die im Jahre 1888 in der Umgebung von Dognácska und Vaskö bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1888, pag. 110—119, Budapest 1890.*
26. — Bericht über die im Jahre 1889 in der Umgebung von Bogsán bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1889, pag. 129—141, Budapest 1891.*
27. — Der nordöstliche Theil des Aranyos (Arinyes) Gebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1890, pag. 130—140, Budapest 1892.*
28. — Die Umgebung von Lupák, Kölnik, Szócsán, und Nagy-Zorlencz. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1891, pag. 100—111, Budapest 1893.*
28 a. — Die Szócsán-Tirnovaer Neogen-Bucht im Comitate Krassó-Szörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892, pag. 108—118, Budapest 1894.*
29. — Dognácska és Gattaja, Z. 24, Kol. XXV, 1 : 75.000. *Budapest 1911.*
30. — Die Umgebung von Dognácska und Gattaja. Blatt Zone 24, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone, Budapest 1913.*
31. — u. SCHAFARZIK FR. Resiczabánya und Karánsebes, Zone 24, Kol. XXVI, 1 : 75.000. *Budapest 1914.*
32. — u. SCHRÉTER ZOLTÁN. Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Ómoldova. Sektionsblatt Zone 26 u. 27, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone, Budapest 1916.*
33. HOLMES ARTHUR. The Nomenclature of Petrology. *II-nd Edition, London 1928.*
34. — Petrographic Methods and Calculations. *II-nd Impression, London 1930.*
35. JOHANNSEN ALBERT. Suggestions for a Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks. *Journ. Geol. XXV, 1917, pag. 63—97.*
36. — A Planimeter Method for the determination of the Percentage Compositions of Rocks. *Journ. Geol. XXVII, 1919, pag. 276—285.*
37. — A Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks, Revised. *Journ. Geol. XXVIII, 1920, pag. 38—60, 159—177, 210—232.*

Institutul Geologic al României

38. JOHANNSEN ALBERT. Essentials for the Microscopical Determination of Rock-forming Minerals and Rocks in Thin Sections. *The University of Chicago Press, Chicago, Illinois 1922.*

39. KÖHLER ALEX. Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. *Tschermak's M. P. M. Bd. 36 H. 1—2, 1923, pag. 49.*

40. LINDGREN W. Granodiorite and other intermediate rocks. *Amer. Journ. of Sc. 1900, pag. 269.*

41. MARKA G. Einige Notizen über das Banater Gebirge. IV. Der Bergbau Moravica (*pag. 318—340*). *Jahrb. d. k. k. geol. R. A. XIX, 1869, pag. 340.*

42. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C. R. IX Congrès géol. internat. Vienne 1903, pag. 631—648, Vienne 1904.*

43. MURGOCI G. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI Congrès Géol. Internat. Stockholm 1910, pag. 871—880.*

44. NIEDZWIEDZKI I. Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine. Gestein von Dognácska (*la pag. 255—258*). *Tschermack's Mineralogische Mitteilungen, 1873, pag. 255—262.*

45. NIGGLI P. Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. *Schw. Min. u. Petr. Mitt. Bd. II, 1922, pag. 169—275.*

46. — Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. *Berlin 1923.*

47. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. *Schw. Min. u. Petr. Mitt. Bd. VII, 1927, pag. 116—133.*

48. OSANN A. Ueber die Definition von Diorit und Gabbro. *T. M. P. M. Bd. XXII, H. 5, 1903, pag. 403.*

49. POPOVICI-HATZEG. Études géologiques des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie), *Paris 1898.*

50. PREISWERK H. Malchite und Vintlite im « Strona » und « Sesiagneiss » (Piemont). *Festschrift zum 70 Geburtstage von Harry Rosenbusch, gewidmet von seinen Schülern, pag. 322—334, Stuttgart 1906.*

51. QUERVAIN F. de. Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. *Schw. Min. u. Petr. Mitt. Bd. VII, 1927, pag. 1—27, Zürich 1927.*

52. RATH G. vom. Bericht über eine Reise durch einige Theile des österr.-ung. Staates. *Verh. d. Naturf. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westphal. Bd. XXXVI. Sitzungsberichte, pag. 1879.*

53. — Naturwissenschaftliche Studien. Erinnerung an die Pariser Weltausstellung 1878. *Bonn 1879.*

54. — Bericht über eine 1878 unternommene Reise durch einige Teile des österreich-ungarischen Staates. *Sitzb. d. niederrh. Gesellschaft in Bonn. 1879, pag. 38.*

55. REINHARD MAX. Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom. III, 1909, pag. 165—223, Bucureşti 1910.*

56. — Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpathen. *Ibidem, pag. 224—261.*

57. ROSENBUSCH H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2-ter Band. I-te Hälfte. *IV-te Auflage, Stuttgart 1907.*

58. — Elemente der Gesteinslehre von Dr. A. OSANN. *IV-te Aufl. Stuttgart 1923.*

59. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 5-te Auflage von Dr. O. MÜGGE, Bd. I, II-te Hälfte, *Stuttgart 1925.*

60. ROTH v. TELEGD L. Der Abschnitt des Krassó-Szörényer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva- und Staristye-Thales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892, pag. 119—139, Budapest 1894.*

Institutul Geologic al României

61. ROTH v. TELEGD L. u. HALAVÁTS J. Umgebung von Temeskutas und Oravicabánya. Blatt: Zone 25, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone, Budapest 1911.*

62. ROZLOZSNIK PAUL u. EMSZT KOLOMAN. Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassó-Szörény. *Mitt. a. d. Jahrbuche d. k. ung. geol. R. A. XVI. Bd., 4 Heft, pag. 145—306, Budapest 1908.*

63. SCHAFARZIK FR. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojána-Mörul. (Bericht über die im Szarkó-Godján-Gebirge im Jahre 1897 ausgeführte geologische Special-Aufnahme). *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1897, pag. 120—156, Budapest 1899.*

64. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Furdia und Német-Gladna, sowie der Gegend W-lich von Nadrág. (Bericht über die im Jahre 1901 im W-lichen Teile der Pojána-Ruszka ausgeführte geologische Detail-Aufnahme). *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1901, pag. 110—118, Budapest 1903.*

64 a. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau. *Földt. Közl. XXXIII, H. 7—9, pag. 402—435, Budapest 1903.*

65. — Revision der kristallinischen Schiefer des Krassó-Szörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung.

3. Die kristallinischen Schiefer von Németbogsán, Vaskö, Dognácska und Raffnik. *(pag. 202—208).*

6. Über das Verhältnis der W-Krassószörényer kristallinischen Schiefer zu einander, sowie gegenüber den Sedimenten. *(pag. 212—216). Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1913, pag. 195—221, Budapest 1914.*

66. SCHEERER. Über die chemische Constitution der Plutonite. *Festschrift für das Jubiläum der Bergakademie Freiberg 1866, pag. 17, No. XVII. (Am reprodus partea privitoare la « Syenit-Granit »-ul dela Sasca, la pag. 130).*

67. SCHRÉTER ZOLTÁN. Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassószörényer Kalkgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1910, pag. 134—173. Budapest 1912.*

68. — Tektonische Studien im Krassószörényer Gebirge. I. Der nördliche Teil des paläozoischen und mesozoischen Zuges im W-lichen Krassószörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1911, pag. 159—169, Budapest 1913.*

69. SCHRÖCKENSTEIN FR. von. Geognostische Notizen aus dem Banat. *Manuskript nebst Karte und Profilen. 1863. Geschenk des Freih. Gust. v. Berg an die Berg-Akademie zu Freiberg (citat de Cotta).*

70. — Die geologischen Verhältnisse des Banater Montan-Distriktes. *A magyarhoni földtani társulat munkálatai, V. kötet. Pest 1870, pag. 58—186. (E probabil identică cu manuscrisul dela Freiberg citat de Cotta. Vezi Rozlozsnik, 62, pag. 151).*

71. SJÖGREN HJALMAR. Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätten von Moravicza und Dognacska im Banat, und Vergleichung derselben mit den schwedischen Eisenerzlagerstätten. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1886, Bd. 36, H. 4, pag. 607—668, Wien 1886.*

72. STRECKEISEN A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. VIII, 1, 1928, pag. 87—239.*

73. SZABÓ JÓZSEF. Moravica-Vaskö eruptiv közetei. *Földt. Közl. 1876, VI, pag. 112, Budapest 1876.*

Institutul Geologic al României

74. SZENTPÉTERY, S. v. Petrographie des südlichen Teiles des Drócsa-Gebirges. *A. m. kir. Földt. Intéz. Évkönyve, XXVII. Budapest 1928, pag. 191—316.*

75. TOULA FR. Die geologisch-geographischen Verhältnisse des Temesvárer Handelskammer-Bezirkes. Comitate: Torontál, Temes, Krassó und Szörény. *Separatabdruck aus den Mitt. d. k. k. geographischen Gesellschaft. Wien 1880. Im Auftrage der Handels- und Gewerbekammers in Temesvar, als Einleitung zu deren Jahresbericht für das Jahr 1878.*

76. TYRRELL, G. W. The Principles of Petrology. *London 1926.*

77. WEINSCHENK E. Grundzüge der Gesteinskunde, II-ter Teil, Spezielle Gesteinskunde. *II-te Auflage. Freiburg i. Brisgau 1907.*

78. ZIRKEL FERDINAND. Lehrbuch der Petrographie, 2-ter Band. *II-te Auflage. Leipzig 1894.*

Literatura geologică referitoare la capitolul geologiei Banatului

BÖCKH JOHANN. Aufnahmsarbeiten im Comitate Szörény (Bosovics, Bania und das südsüdöstlich gelegene Waldgebirge). *In*: Mittheilungen der Geologen der k. k. ungarischen geologischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten im Jahre 1877. *Verh. d. k. k. geol. R. A. 1878, pag. 21—27, Wien 1878.*

— Auf den südlichen Theil des Comitates Szörény bezügliche geologische Notizen. (*Regiunea dintre Sirinia și Almaș*). *Földt. Közl. IX, 1879, pag. 65—98, Budapest.*

— Umgebungen von Dalbosecz, Neu-Schoppot und Ravenska. *In*: Die Arbeiten der k. ungarischen geologischen Anstalt von Max. v. Hantken (1880). *Verh. d. k. k. geol. R. A. 1881, pag. 17—19, Wien 1881.*

— Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1881 im Komitate Krassó-Szörény. (*Regiunea dintre Cărbunari și Șopotul Nou*). *Földt. Közl. XI, 1881, pag. 303—316, Budapest 1881.*

— Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1882 im Komitate Krassó-Szörény. (*Intre bazinul Almașului și zona calcarelor dela Vest*). *Földt. Közl. XIII, 1883, pag. 234—252, Budapest 1883.*

— Daten zur Kenntnis des nord-westlich von Bozovics sich erhebenden Gebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1886, pag. 135—168, Budapest 1888.*

CANTUNIARI ȘT. — Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în regiunea Câlnic—Lupac—Vodnic (jud. Caraș-Banat). *D. de S. ale Șed. Inst. Geol. Rom. Vol. XVI (1927—1928), pag. 72—82, București 1930.*

— II. Studii geo-tectonice în regiunea Moniom—Reșița—Vodnic (jud. Caraș, Banat). *D. de S. ale Șed. Inst. Geol. Rom. Vol. XVII (1928—1929), pag. 140—150, București 1930.*

CODARCEA ALEXANDRU. Cercetări geologice în V. Ferendiei și V. Moraviței din împrejurimile Ocnei de Fer (jud. Caraș, Banat). *D. de S. ale Șed. Inst. Geol. Rom. Vol. XIII (1924—1925), pag. 119—125, București 1930.*

— Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum. XIII-e année, No. 4—5, séance du 2 Mai 1930, Bucarest 1930.*

HALAVÁTS GYULA. Zur geologischen Kenntniss des Szörényer Comitates. *Földt. Közl. X, 1880, pag. 158—165, Budapest 1880.* (*Basinul Almașului și Crainei*).

— Die Umgebung von Dognácska und Gattaja. Blatt: Zone 24, Kol. XXV. (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest 1913* (*cuprinde o listă bibliografică de 60 lucrări*).

— und ROTH v. TELEGD, L. Umgebung von Temeskutaș und Oravicabánya.

Institutul Geologic al României

Blatt: Zone 25, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest 1911 (cu o listă bibliografică de 41 lucrări).*

HALAVÁTS GYULA und SCHRÉTER ZOLTÁN. Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Ómoldova. Sektionsblatt Zone 26 u. 27, Kol. XXV (1: 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest 1916 (cu o listă de 59 lucrări asupra regiunii).*

— Die Umgebung von Lupák, Kölnik, Szócsán und Nagy-Zorlencz. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1891, pag. 100—111, Budapest 1893.*

— Die Szócsán-Tirnovaer Neogen-Bucht im Comitate Krassó-Szörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892, pag. 108—118, Budapest 1894.*

— Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893, pag. 111—125, Budapest 1895.*

— Die westliche Umgebung von Karánsebes. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1894, pag. 86—93, Budapest 1897.*

— Die Umgebung von Buziás und Lugos. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1895. pag. 58—63, Budapest, 1898.*

INKEY, BÉLA v. Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Berichten aus Ungarn, Bd. IX, pag. 20—54, Berlin und Budapest 1891.*

KOBER L. Der Bau der Erde. *Berlin, 1928. (Die Karpathen, pag. 181—187).*

— Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen. *Akad. d. Wissensch. in Wien. Sitzung d. math.-naturwiss. Kl. 17, X, 1929. Akad. Anzeiger, No. 19.*

MACOVEI G. Basenul terţiar dela Bahna. *An. Inst. Geol. Rom., III, 1909, pag. 57—159, Bucureşti 1909.*

— Observaţiuni în legătură cu comunicarea d-lui MURGOCI: Asupra geologiei Porţilor de Fer. *D. d. S. ale Şed. Inst. Geol. Rom., X (1921—1922), pag. 25—30 Bucureşti 1927.*

— Curs de Geologie Stratigrafică cu privire specială la Geologia României, predat la Şc. Politechnică din Bucureşti. *Bucureşti 1925.*

MARTONNE EMM. de. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpathes méridionales). *Paris 1907.*

— Le massif banatique. *In*: Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj, en 1921. *Travaux de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj (Roumanie). Vol. I, 1922, pag. 117—164. Cluj şi Bucureşti, 1924 şi rom. pag. 255—274.*

MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C. R. IX. Congrès géol. internat. Vienne 1903, pag. 631—648, Vienne 1904.*

— L'industrie du pétrole en Roumanie. Chap. I: Les gisements de pétrole. *Ministère de l'industrie et du commerce, Bucarest 1910.*

— Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *Congrès Internat. du Pétrole. 3-ème Sess. Bucarest 8—13 Sept. 1907, Compte rendu, Tome II. Mémoires. Bucarest 1910, pag. 80—134.*

MURGOCI G. M. Granat- und Vesuvianfels aus dem Serpentin von Parângu. *Bul. Soc. Ştiinte din Bucureşti, IX, pag. 568—612, 764—831, Bucureşti 1900.*

— Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris, 3, VII, 1905.*

— Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris, 31, VII, 1905.*

— Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris, 4, IX, 1905.*

Institutul Geologic al României

MURGOCI G. M. Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom., I, fasc. 1, pag. 1—128, Bucureşti 1907 (cu o listă bibliografică de 141 lucrări).*

— The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI. Congrès Géol. Internat. Stockholm 1910, pag. 871—880.*

— Excursiune geologică la Porţile de Fer şi Băile Herculane. [Descriere întocmită după lucrările d-lor prof. Fr. Schafarzik (Budapesta), G. Murgoci (Bucureşti) ş. a.]. *Revue du Pétrole, IV-e année, No. 12, pag. 182—188, 1911.*

NOPCSA JUN., FR. BARON. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A. Bd. XIV, pag. 93—279, Budapest 1905.*

REINHARD MAX. Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinte din Bucureşti. An. XV, No. 3 şi 4. 1906, pag. 113—208, Bucureşti 1906.*

— Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom. III, 1909, pag. 165—223, Bucureşti 1910.*

— Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpathen. *Ibidem, pag. 224—261.*

ROTH v. TELEGD L. Das Gebirge nördlich von Pattas-Bozovics im Krassó-Szörényer Comitate. *Földt. Közl. XIV, 1884, pag. 391—403, Budapest.*

— Der Gebirgstheil nördlich von Bozovics im Comitate Krassó-Szörény. *Földt. Közl. XV, 1885, pag. 479—499, Budapest 1885.*

— Der Abschnitt des Krassó-Szörényer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva- und Staristye-Thales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892, pag. 119—139. Budapest 1894.*

— Umgebung von Krassova und Teregova. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest 1906 (cu numeroase citaţiuni bibliografice referitoare la regiune).*

SCHAFARZIK FR. Das Gebirge zwischen Mehadia und Herculesbad im Comitate Krassó-Szörény. *Földt. Közl. Bd. XV, 1885, pag. 512—524.*

— Die geologischen Verhältnisse des Sverdiner Baches westlich und des Bergrückens Poiana Casapului — Frasen südlich von Mehadia. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1885, pag. 174—180, Budapest, 1887.*

— Über die geologischen Verhältnisse des Iardastitza- und Sekastitza-Gebietes, NW-lich und W-lich von Topletz im Krassó-Szörényer Comitate. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1887, pag. 162—175, Budapest 1889.*

— Geologische Notizen aus dem Mehádiaer Zuge des Krassó-Szörényer Gebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1888, pag. 122—132, Budapest 1890.*

— Daten zur Geologie des Cserna-Thales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1889, pag. 142—155, Budapest 1891.*

— Über die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Orsova, Jesselnitza und Ogradina. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1890, pag. 141—158, Budapest 1892.*

— Über die geologischen Verhältnisse der Kasan-Enge an der unteren Donau. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1891, pag. 112—123, Budapest 1893.*

— Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal, Ujbánya, Tiszovicza uns Svinyicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892, pag. 140—159, Budapest 1894.*

— Über die geologischen Verhältnisse von Bogoltin, sowie des oberen, rechten Cserna Ufers. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893, pag. 126—134, Budapest 1895.*

— ROTH v. TELEGD L. und BÖCKH JOH. v. Vorschlag betreffend die Benennung

Institutul Geologic al României

und Eintheilung der südlicheren Theile der Gebirge des Comitates Krassó-Szörény. *Földt. Közl. XXIII, Bd. 1893, pag. 292—293 şi 396, Budapest.*

SCHAFARZIK FR. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Korniareva. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1894, pag. 94—104, Budapest 1897.*

— Die geologischen Verhältnisse der nördlichen und östlichen Umgebung von Teregova. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1895, pag. 77—84, Budapest 1898.*

— Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Örményes und Vercserova S-lich von Karansebes im Comitate Krassó-Szörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1896, pag. 108—128, Budapest 1898.*

— Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojána-Mörul. (Bericht über die im Szarkó-Godján-Gebirge im Jahre 1897 ausgeführte geologische Special-Aufnahme). *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1897, pag. 120—156, Budapest 1899.*

— Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Herculesbad. *Budapest 1901.*

— Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Herkulesfürdö. *Földt. Közl. XXXIII, 1903, pag. 435—444, Budapest 1903.*

— Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau. *Földt. Közl. XXXIII, H. 7—9, pag. 402—435, Budapest 1903 (cu o listă bibliografică de 43 lucrări).*

— Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Pojána-Ruszka Gebirges in Komitate Krassó-Szörény. (Bericht über die geologische Detailaufnahme in der Gegend von Tinkova, Istvánhegy, Macsova, Obrézsa, Glimboka, Lózna und Ruszkicza im Jahre 1905). *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1905, pag. 98— 111, Budapest, 1907.*

— Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassó-Szörényer Mittelgebirge im Jahre 1909.

1. Entdeckung und Ausgrabung eines Prachtexemplars von Jurányia hemiflabellata, Tuzson, *pag. 70—72.*

2. Neuere Kohlenaufschlüsse bei Ruszkabánya, *pag. 72—73.*

3. Die kristallinischen Schiefer und die Frage der Überschiebung in den südlichen Karpathen, *pag. 73—85.*

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1909, pag. 69—85, Budapest 1912.

— Geologische Reambulation der Umgebung von Berszászka.

1. Das Karbon der Gegend von Berszászka, *pag. 128.*

2. Tektonische Beobachtungen in Bezug auf den mittleren Krassószörényer Sedimentzug, *pag. 131.*

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1910, pag. 125—133, Budapest 1912.

— Über die Reambulation in der Umgebung von Berszászka und im Almásbecken im Sommer 1911:

1. Das Karbon von Ujbánya.

2. Die Karbonschichten im Szirinya-Tale SW-lich von Bigér.

3. Weitere wichtigere Beobachtungen im Szirinya-Graben, sowie im mesozoischen Zuge von Kozla-Kamenica.

4. Zur Frage der Überschiebung der Glimmerschiefergruppe der kristallinischen Schiefer.

5. Beobachtungen über den Ursprung der Amphibolite in der phyllitischen kristallinischen Schiefergruppe.

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1911, pag. 150—157, Budapest 1913.

Institutul Geologic al României

SCHAFARZIK FR. Revision der kristallinischen Schiefer des Krassószörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung.

1. Das Gebirge von Buziás, *pag. 198—200.*

2. Die kristallinischen Schiefer zwischen Resica und Ferencfalva, *pag. 200—202.*

3. Die kristallinischen Schiefer von Németbogsán, Vaskő, Dognácska und Raffnik, *pag. 202—208.*

4. Das Verseczer Inselgebirge, *pag. 208—210.*

5. Die kristallinischen Schiefer des Lokvagebirges, *pag. 210—212.*

6. Über das Verhältnis der W-Krassószörényer kristallinischen Schiefer zu einander, sowie gegenüber den Sedimenten, *pag. 212—216.*

7. Kristallinische Schiefer im O-lichen Krassószörény, in der Nähe von Csernahéviz (Toplec), *pag. 216—220.*

Résumé, *pag. 220—221.*

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1913, pag. 195—221, Budapest 1914.

SCHMIDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaţilor meridionali. *D. d. S. ale Şed. Inst. Geol. Rom. Vol. XVII, pag. 80—89, Bucureşti 1930.*

SCHRÉTER ZOLTÁN. Bericht über die im Neogengebiete von Orsova und Mehádia-Kornya, vorgenommenen geologischen Untersuchungen. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1908, pag. 122—128, Budapest 1911.*

— Bericht über die geologischen Untersuchungen auf dem Gebiete der Krassó Szörényer Neogenbuchten.

I. Der nördliche Teil der Karánsebes-Mehádiaer Neogenbucht, *pag. 97.*

II. Das Almás-Becken, *pag. 107.*

III. Die Neogengebiete von Szikevica und Dubova, *pag. 111.*

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1909, pag. 96—113, Budapest 1912.

— Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassószörényer Kalkgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1910, pag. 134—173, Budapest, 1912.*

— Tektonische Studien im Krassószörényer Gebirge.

I. Der nördliche Teil des paläozoischen und mesozoischen Zuges im W-lichen Krassószörény, *pag. 159.*

II. Die Umgebung von Kozla, *pag. 169.*

III. Das Kreidegebiet von Almásróna.

Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1911, pag. 158—173, Budapest 1913.

SIMIONESCU I. Tratat de Geologie cu exemple luate în deosebi din România. *Bucureşti 1927.*

STAUB RUDOLF. Der Bewegungsmechanismus der Erde dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme. *Berlin 1928. (Karpathen, pag. 42—45).*

STRECKEISEN A. Geologische und petrographische Probleme in den Südkarpathen. *Schweiz. Mineralog. Petrograph. Mitteilungen. Bd. IX, H. 2, 1929.*

— Observaţiuni geologice în Carpaţii meridionali între Valea Oltului şi Valea Jiului. *D. de S. ale Şed. Inst. Geol. Rom. Vol. XVII, 1928, pag. 69—80, Bucureşti, 1930.*

SUESS ED. Les Carpathes et les Balkans. *In « La face de la terre ». Tome I, pag. 633—650 Paris, 1897.*

TERMIER PIERRE. Quelques résultats du Congès de l'Association Carpathique tenu à Bucarest en Septembre 1927:

I. Zone néogène; zone du Flysch.

II. Zone cristallino-mésozoïque; aperçu provisoire sur l'ensemble de la

Institutul Geologic al României

structure des Carpathes. *C. R. Acad. Paris, séances des 7 et 14 novembre 1927, pag. 910 et 980.*

TIETZE EMIL. Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. XXII, 1872, pag. 35—142, Wien.*

VOITEȘTI I. P. Elemente de Geologie Generală, cu o privire generală asupra geologiei României. *București 1921.*

— Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. geol. mineral. al Univ. din Cluj, III, No. 1, 1929.*

Hărți și schițe geologice și tectonice referitoare la Carpații Meridionali (inclusiv Banatul)

1891. INKEY B. Hauptfaltenzüge der Transsylvanischen Alpen. *Math. u. Naturw. Ber. aus Ungarn. Bd. IX, Taf. I.*

1899. SCHAFARZIK FR. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Borlova und Pojána Mörul, 1 : 130.000. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f., 1897, între pag. 126—127.*

1901. SCHAFARZIK FR. Geologische Skizze der Umgebung des Retyezát. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.*, 1898, pag. 151.

1903. SCHAFARZIK FR. Geologische Karte der unteren Donau mit Übersicht der Katarakte, 1 : 115.000. *Földt. Közl., XXXIII, Pl. IX.*

1903. SCHAFARZIK FR. Schematische Darstellung des Verlaufes der Gebirgszüge an der unteren Donau, 1 : 1.000.000. *Földt. Közl., XXXIII, Pl. X.*

1903. SCHAFARZIK FR. Carte géologique des environs de Mehádia et des bains d'Hercule, 1 : 75.000. *Földt. Közl., XXXIII, Pl. IX.*

1903. ROTH v. TELEGD, SCHAFARZIK FR., ADDA KÁLMÁN, BÖCKH JÁNOS. Krassova és Teregova, Z. 25, Col. XXVI, 1 : 75.000, *Budapest.*

1904. MRAZEC L. et MURGOCI G. M. Carte schématique montrant la distribution des schistes cristallins dans les Carpathes méridionales. *C. R. IX. Congrès géol. internat. de Vienne, 1903 (după pag. 648).*

1905. NOPCSA jun., BARON FR. Geologische Übersichtskarte der zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der Landesgrenze gelegenen Gegend, 1 : 200.000. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A., Bd. XIV, Tafel XV.*

1907. MARTONNE EMM. de. Carte géologique des Karpathes méridionales. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpathes méridionales). *Paris, 1907. (Intre pag. 60—61).*

1908. MURGOCI, G. M. Schița geologică a Podișului Mehedinți, Munții Cernei și Miroci Planina. *An. Inst. Geol. Rom. Vol. I, Tab. III.*

1910. REINHARD M. Schița geologică a Munților Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom. III, 1909.*

1909. ROTH v. TELEGD, HALAVÁTS GYULA. Temeskutas és Oraviczabánya. Z. 25, Col. XXV, 1 : 75.000, *Budapest.*

1911. HALAVÁTS GYULA. Dognácska és Gattaja. Z. 24, Col. XXV, 1 : 75.000, *Budapest.*

1912. BÖCKH JOHANN, ROTH v. TELEGD, HALAVÁTS GYULA, SCHRÉTER ZOLTÁN. Fehértemplom, Szászkabánya und Ómoldova, Z. 26, 27. Col. XXV, 1 : 75.000, *Budapest.*

1912. MURGOCI G. M. Geological sketch showing the structure of the South Carpathians (with geological sections), 1 : 1.500.000. *C. R. XI. Congrès géol. internat. Stockolm. 1910. (Intre pag. 880 și 851).*

1912 și 1916. SCHRÉTER ZOLTÁN. Tektonische Kartenskizze des südlichen Teiles des westlichen Krassószörényer mesozoischen Kalksteinzuges. *Jahresber. d. k. ung.*

Institutul Geologic al României

geol. R. A. f., 1910, pag. 158 și în: Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Omoldova. Erläuterung etc., pag. 53.

1914. HALAVÁTS GYULA, SCHAFARZIK FR. Resiczabánya und Karánsebes. Z. 24, Col. XXVI, 1 : 75.000, *Budapest.*

— Bozovici, Z. 26, Col. XXVI, 1 : 75.000. *Copie fotografică după harta manuscrisă.*

— Bârzasca-Ogradina. Z. 27, Col. XXVI, 1 : 75.000. *Copie fotografică după harta manuscrisă.*

1927. Harta Geologică a României, 1 : 1.500.000. *Editată de Institutul Geologic al României.*

1929. VOITEȘTI I. P. Schița tectonică a regiunilor carpatice. *Rev. Muz. geol.-mineral. al Univ. din Cluj, Vol. III, No. 1, Pl. II.*

— Idem. Esquisse synthétique des Nappes des Carpathes. *Ibidem, Fig. 11.*

1930. STRECKEISEN A. Schița geologică a Carpaților Meridionali, 1 : 1.500.000. *Curs de Mineralogie și Petrografie, Pl. III.*

1930. Idem. Schița geologică a Carpaților Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului, 1928. Scara aprox. 1 : 300.000. *D. de S. ale Șed. Inst. Geol. Rom., Vol. XVII (1928—1929), între pag. 76 și 77.*

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

Pag.

INTRODUCERE 1

PARTEA I-A

CONSIDERAŢIUNI GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI BANATULUI . . 6
— Şisturile cristaline ale Carpaţilor Meridionali 7
1. Seria cristalofiliană veche 7
2. Seria cristalofiliană mesozoică 9
3. Şisturile cristaline din apusul Banatului, la care aparţine fundamentul cristalin al regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montană 10
— Sedimentele paleo-mesozoice ale geosinclinalului carpatic 11
— Sedimentele cretacice superioare şi terţiare-cuaternare ale depresiunilor . . 19
— Tectonica Carpaţilor Meridionali 22
ISTORIC. Privire generală asupra literaturii geologice a regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montană 30

PARTEA II-A

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ A REGIUNII OCNA DE FER — BOCŞA MONTANĂ 42

CAPITOLUL I

Fundamentul cristalin 42
I. Complexul gneiselor micacee 43
A) Paragneisele 45
1. Gneise feldspatice 46
2. Şisturi micacee 51
a) Şisturi muscovito-cloritice cu granaţi 51
b) Şisturi muscovito-biotitice cu turmalină 52
c) Şist muscovitic cu cloritoid şi porfiroblaste de clorită şi granaţi 53
d) Şist muscovitic cu porfiroblaste de clinoclor şi plagioclas 54
3. Cuarţite gneisice, cuarţite şi lentile de cuarţ 55
B) Aplitele, pegmatitele şi gneisele injectate 56
1. Aplitele şi pegmatitele gneisice 57
a) Aplite albitice cu microclin 57
b) Aplite gneisice sericitizate 59
c) Aplite albitice 59
d) Albitite 60
e) Pegmatite oligoclasice 61
2. Gneisele injectate 62

Institutul Geologic al României

Pag.

C) Amfibolitele 64
a) Amfibolite cu zoisită 65
b) Amfibolite biotitice şi cloritice 66
c) Amfibolite biotitizate şi cloritizate 67
d) Biotitit 68
e) Amfibolit cu structură eclogitică 68
f) Paraamfibolit cu nodule de plagioclas 69
D) Gneisele granitice violacee din Valea Ferendiei şi Ogaşul Tomii . . 70
E) Granitul plagioclasic şi corneenele sale de contact din Valea Moraviţei 71
II. Complexul rocelor verzi 75
A) Zona epigabbrourilor 76
Epigabbrourile 76
B) Zona porfirogenă-tufogenă 81
1. Rocele verzi porfirogene 81
2. Rocele verzi tufogene 83
3. Rocele verzi sedimentogene 84
4. Cuarţitele porfiroblastice 85
C) Zona epigranitelor şi epidioritelor 86
Rocele verzi epigranitice şi epidioritice 87
Compoziţia mineralogică a rocelor verzi epigranitice şi epidioritice 90
D) Compoziţia chimică a rocelor verzi eruptive 91
E) Concluziuni la rocele verzi eruptive 93

CAPITOLUL II

Depozitele sedimentare carbonifere şi mesozoice 94
I. Carboniferul superior 94
II. Mesozoicul 95
Răspândirea şi succesiunea stratigrafică 95
Conglomeratele dela baza calcarelor (Dogger?) 97
Gresiile calcaroase, calcarele grezoase şi conglomeratice (Dogger). 98
Calcarele compacte (Tithon-Neocomian) 98
Consideraţiuni asupra vârstei depozitelor mesozoice 99

CAPITOLUL III

Tectonica regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montană şi descrierea petrografică a rocelor tectonizate 100
I. Unităţile tectonice 103
A) Unitatea gneiselor micacee 103
B) Unitatea rocelor verzi 105
II. Zonele de dislocaţie 106
A) Zona calcarelor mesozoice 106
Rocele sdrobite din zona calcarelor 109
B) Zona de încălecare dintre gneisele micacee şi rocele verzi 110
Rocele sdrobite din lungul zonei de încălecare dintre gneisele micacee şi rocele verzi 111
1. Şisturi cristaline ale grupei de gneise micacee 112
2. «Cuarţitele verzi» de pe Ogaşul dela Poieţi 113
3. Conglomerate 114
4. Lentile de calcar 115

Institutul Geologic al României

Pag.

C) Zona milonitică dintre complexul rocelor verzi şi Carboniferul superior 116
Rocele care compun zona milonitică 119
1. Rocele micacee conglomeratice, gneisice, şistoase 120
a) Blocurile din conglomerate 121
α) Ortogneise 121
β) Cuarţite 123
b) Cimentul conglomeratelor 123
2. Filitele satinate 124
3. Calcşistul de pe Ogaşul Măgurişte 124
4. Massele cuarţitice de Tâlva Mare 125
III. Recapitulare 127

CAPITOLUL IV

Rocele eruptive banatitice 129
I. Istoric 129
II. Răspândirea, modul de ivire şi descrierea megascopică a banatitelor 134
A) Massivul Ocna de Fer—Dognecea 134
B) Apofizele de banatite 140
a) Apofiza din galeria Reichenstein II (Dealul Dănilii) . . . 140
b) Apofizele mici dintre Dănila şi Terezia 140
c) Apofiza Terezia 141
d) Apofiza din partea de NW a Tereziei Mari 142
e) Granogabbroul din mina Paulus 142
f) Apofiza din Valea Ferendiei 142
g) Alte apofize banatitice 144
C) Suita filoniană 144
a) Filoane de aplit, micropegmatit şi cuarţ eruptiv 144
b) Filoane de cuarţkeratofir şi de cuarţ hidrotermal 144
c) Filoane de granodioritporfirit şi dioritporfirit 145
d) Filoane de lamprofir 147
III. Clasificarea şi studiul microscopic al banatitelor 149
A) Prelucrarea materialului de secţiuni subţiri după metoda lui Johannsen şi clasificarea banatitelor 149
B) Compoziţia mineralogică, structura şi textura banatitelor şi succesiunea de cristalizare a mineralelor 152
C) Descrierea microscopică a banatitelor 166
1. Rocele massivului 166
a) Granite banatitice 166
b) Granodiorite 167
c) Separaţiuni melanocrate 170
2. Rocele apofizelor 171
a) Roce intermediare granito-granodioritice 171
b) Granodiorite de apofiză 172
c) Granogabbrouri 174
d) Roce gabbroide 176
α) Gabbro 176
β) Gabbro plagioclasic 176
γ) Cuarţgabbro 177
δ) Sienogabbro 178

Institutul Geologic al României

Pag.

ε) Melagabbro 179
ζ) Roce intermediare gabbroide 179
e) Roce care au suferit transformări pneumatolitice-hidrotermale 180
3. Rocele filoniene 181
a) Silexite, micropegmatite şi aplite 181
α) Silexite (cuarţ) 181
β) Micropegmatite 181
γ) Aplite 182
b) Cuarţkeratofire 183
c) Granodioritporfirite şi dioritporfirite 185
α) Granodioritporfirite 185
β) Dioritporfirite 188
d) Lamprofire 189
α) Malchite 189
β) Minete şi kersantite 190
γ) Odinite 192
δ) Camptonit banatitic 195
ε) Melacuarţgabbro 196
4. Cuarţurile hidrotermale şi rocele hidrotermalizate 196
a) Roce eruptive hidrotermalizate 197
α) Keratofirul hidrotermalizat de pe Og. Inoguţuloane . 197
β) Filonul hidrotermalizat de pe Og. Bălean 197
γ) Filonul hidrotermalizat de pe Og. Ursoanea Mare . . 198
δ) Roce porfirice verzi cloritizate 199
b) Cuarţurile hidrotermale 199
α) Cuarţuri hidrotermale felsitice 200
β) Cuarţuri hidrotermale microcristaline 200
γ) Alte cuarţuri hidrotermale 201
c) Şisturi cristaline hidrotermalizate 202
d) Recapitulare 203
IV. Discuţiunea chimică a analizelor de banatite 204
Aciditatea banatitelor 206
Tipurile magmatice cărora aparţin banatitele 206
Diagrama de diferenţiere a banatitelor 210
Diagrama k: mg 213
Proiecţiunea tetraedrică a lui Niggli. 215
Alte proiecţiuni după Niggli 215
Concluziuni la discuţia chimică a analizelor de banatite 218

CAPITOLUL V

Metamorfismul de contact 218
I. Metamorfismul de contact exomorfic 219
A) Metamorfismul de contact al şisturilor cristaline 220
1. Gneisele micacee contactmetamorfice 220
a) Paragneise contactmetamorfice 220
α) Gneise pinnitice 221
β) Corneene cordieritice şi andaluzitice 221
γ) Enclave de gneis 222
δ) Cuarţite contactmetamorfice 222

Institutul Geologic al României

Pag.

b) Gneise aplitice şi gneise injectate contactmetamorfice . . 223
c) Alte roce din complexul gneisic metamorfozate de banatite 224
d) Gneise hidrotermalizate 224
2. Rocele verzi contactmetamorfice 225
3. Metamorfismul de contact al rocelor din zona de încălecare . . 225
B) Metamorfismul de contact al rocelor din zona calcarelor mesozoice . 226
II. Metamorfismul de contact endomorfic 227
III. Recapitulare 228

CAPITOLUL VI

Neozoicul 229
a) Pliocenul 229
α) Depozitele ponţiene dela Ezeriş 229
β) Depozitele pliocene torenţiale dela Bocşa Română şi Vă-
siova 230
γ) Depozitele pliocene torenţiale cu minereu de fer rulat
dela Amelia 230
δ) Alte depozite similare cu cele dela Amelia 231
b) Cuaternarul 232

PARTEA III-A

CONCLUZIUNI. Scurtă privire asupra geologiei şi petrografiei regiunii Ocna de Fer—Bocşa Montană 235
LITERATURA
Literatura geologică referitoare la studiul regiunii Ocna de Fer—Bocşa Montană 243
Literatura geologică referitoare la capitolul geologiei Banatului 247
Hărţi şi schiţe geologice şi tectonice referitoare la Carpaţii Meridionali (inclusiv Banatul) 252
Planşele

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE LA RÉGION OCNA DE FER — BOCȘA MONTANĂ BANAT, ROUMANIE

PAR

ALEXANDRU CODARCEA

INTRODUCTION

La région Ocna de Fer — Bocșa Montană (district de Caraș) est située sur la bordure W des Monts du Banat, à l'W de Reșița, sur les deux rives de la vallée de la Bârzava et sur le territoire des communes: Ezeriș, Mâniom, Bocșa Montană, Văsiova, Bocșa Română, Ocna de Fer et Dognecea (Fig. 1).

Du point de vue géologique, cette région est comprise entre la limite E du Bassin pannonien et la limite W de la zone sédimentaire paléo-mésozoïque occidentale du Banat.

La région étant peu élevée (point culminant: Dealul Dănilii, 597 m), dépourvue d'escarpements de quelque importance et très boisée, il a fallu nous contenter des affleurements qu'on trouve au fond des vallées et sur le tracé des routes et du chemin de fer, de petites carrières, etc. Le long de la zone des calcaires se trouvent de nombreuses galeries, restes d'exploitations abandonnées.

Sur cette région existent des études anciennes qui datent de la fin du XVIII-ème siècle, mais surtout de la deuxième moitié du XIX-ème et du commencement du XX-ème siècle. Nous devons citer les travaux de B. v. Cotta, Fr. v. Schröckenstein, J. Szabó, Hj. Sjögren, qui se sont occupés notamment des gisements de minerais et des banatites, puis les travaux de Gy. v. Halaváts qui a dressé la carte géologique au 75.000-e, ceux plus récents de P. Rozlozsnik et K. Emszt qui ont repris l'étude des banatites, ceux d'E. Bergeat qui a fait des études concernant le métamorphisme de contact et enfin les recherches tectoniques de Fr. Schafarzik.

Bien que cette région soit devenue classique par ces études et de nombreuses autres d'une valeur scientifique incontestable, il nous a paru utile de reprendre les problèmes qu'elle pose et de les étudier à la lumière des faits nouvellement acquis.

Institutul Geologic al României

Mes recherches commencées à Bucarest ont été continuées au Laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Bâle [1]).

Je présente l'expression de ma profonde reconnaissance à M. le Prof. L. MRAZEC, mon illustre maître, pour l'intérêt qu'il n'a jamais cessé de me témoigner. C'est dans nos discussions qu'il m'a suggéré une profusion d'idées, dont la portée dépassait de beaucoup le cadre restreint de ma région. M. MRAZEC, comme professeur et directeur de l'Institut Géologique, de même que le regretté sous-directeur de l'Institut, V. POPOVICI-HATZEG — des conseils paternels duquel je garde un souvenir ineffaçable — m'ont largement aidé, m'ont procuré le matériel nécessaire et ont rendu possible mon séjour de perfectionnement à Bâle.

A M. MAX REINHARD — le savant professeur de l'Université de Bâle — l'expression de toute ma gratitude pour la bienveillance qu'il n'a cessé de me montrer pendant les cinq semestres passés dans son laboratoire. Je garde un souvenir inoubliable des discussions journalières, sources de tant d'idées lumineuses, de tant de précieux conseils, grâce auxquels les problèmes les plus obscurs ont trouvé une heureuse solution.

A M. le Prof. G. MACOVEI, actuellement directeur de l'Institut Géologique, je présente l'expression de ma reconnaissance pour le précieux appui qu'il m'a accordé tant pour les travaux sur le terrain, que pour la publication de cet ouvrage.

C'est un agréable devoir que de remercier M. le Prof. SAVA ATHANASIU — mon vénéré professeur de géologie — pour ses bons conseils et l'intérêt qu'il m'a toujours témoigné.

A M. ION ATANASIU, qui dirige le service cartographique de l'Institut Géologique, mes meilleurs remerciements pour la rapidité avec laquelle a été exécutée ma carte.

Je garde un pieux souvenir à la mémoire de D. ROMAN, professeur à l'Ecole polytechnique de Bucarest, et à celle de FR. SCHAFARZIK, ancien professeur à l'Ecole polytechnique de Budapest, pour les précieuses directives qu'ils ont données à mes débuts.

Je remercie cordialement MM. les Prof. A. BUXTORF et H. PREISWERK, de l'Université de Bâle, pour le chaleureux accueil qu'ils m'ont toujours réservé dans leurs laboratoires.

L'excellent analyste qu'est M. P. BEARTH, de Bâle, a mis à contribution toute son habileté afin de mener à bien l'étude chimique de mes roches.

C'est avec un soin tout scrupuleux que mon cher collègue et ami M. ŞT. GHIKA-BUDEŞTI a approfondi l'étude des plagioclases sur la platine Fédoroff.

[1]) Une collection de roches et de coupes minces illustrant la présente étude se trouve dans le Laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Bâle.

Institutul Geologic al României

Je dois à l'amabilité de M. F. SPAENHAUER, de Bâle, et de M. TH. KRÄUTNER, de Bucarest, la finesse d'exécution des microphotographies.

Mon cher confrère M. C. OLTEANU m'a prêté son concours amical lors de l'impression de cet ouvrage.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma reconnaissance aux directeurs et ingénieurs de la Société des Usines de Fer et des Domaines de Reșița (U. D. R.), pour la large hospitalité qu'il m'ont donnée pendant mon séjour sur le terrain.

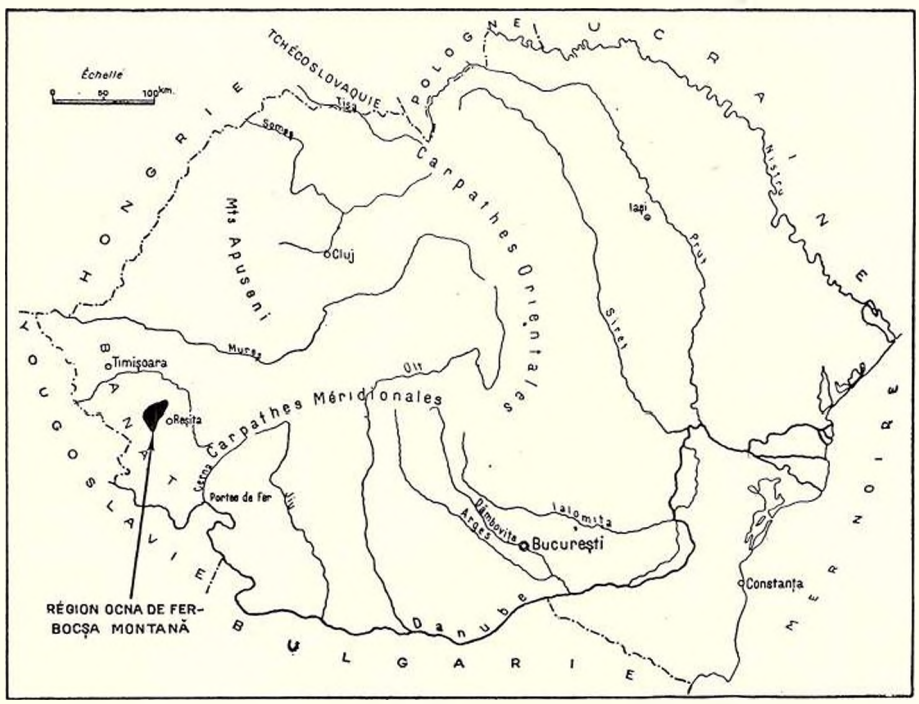


Fig. 1. Emplacement de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană.

A tous mes amis et collègues qui m'ont aidé de quelque manière que ce fût, mes plus vifs remerciements.

Le présent ouvrage est formé de trois parties.

La première partie comprend des considérations générales sur la géologie du Banat.

La deuxième partie est l'ouvrage proprement dit — la description géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer-Bocșa Montană — divisé en 6 chapitres:

I le soubassement cristallin,

II les dépôts sédimentaires du Carbonifère et du Mésozoïque,

Institutul Geologic al României

III la tectonique de la région,
IV les banatites,
V le métamorphisme de contact,
VI le Néozoïque.

La troisième partie de l'ouvrage contient les conclusions et la bibliographie.

Bucarest, mars 1931.

Institutul Geologic al României

I-ÈRE PARTIE

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LA GÉOLOGIE DU BANAT

Les Montagnes du Banat forment une partie importante de l'Arc Gétique (le cadre montagneux de la Dépression Gétique, L. MRAZEC [1]), qui relie les Carpates aux Balkans, allant des Montagnes du Retezat jusque dans la région de la rivière Timok, en Yougoslavie.

La structure géologique de ce massif du Banat n'est pas encore complètement élucidée, mais il existe cependant de nombreuses études de détail à ce sujet et quelques essais de synthèse partielle, qui nous permettent d'esquisser, dans ses lignes générales, la géologie de cette région.

Le soubassement ancien du massif du Banat est constitué par des schistes cristallins et par des masses éruptives, qui se sont formées avant le Carbonifère supérieur. Leurs métamorphisme, structure tectonique et mise en place ont été accomplis pendant les mouvements orogéniques hercyniens, après le Carbonifère inférieur. Ce soubassement a été affecté aussi par les plissements alpins.

Sur ce soubassement s'est établi le géosynclinal carpatique, représenté aujourd'hui par des zones paléo-mésozoïques, constituées par des sédiments allant du Carbonifère supérieur au Crétacé inférieur, disposées en bandes parallèles aux directions générales des plis (NNE-SSW dans le Banat).

Après le Crétacé inférieur ont eu lieu de grands mouvements orogéniques, qui ont produit les Chaînes Daciques (VOITEŞTI), formées en partie par des nappes de surplissement dans lesquelles le soubassement hercynien a été, lui aussi, englobé. Après le paroxysme mésocrétacé, les mouvements orogéniques se sont réveillés, se manifestant à plusieurs reprises dans le Tertiaire, modelant la structure des Carpates et complétant peu à peu aussi la tectonique des Chaînes Daciques. Dans le Crétacé supérieur et dans le Tertiaire, après les paroxysmes orogéniques, ont eu lieu des affaissements qui ont donné naissance à toute la série de dépressions qui entourent les Carpates à l'extérieur et qui les ont divisées à l'intérieur. Dans ces dépressions ont pénétré, dans la région du Banat, les mers crétacées

[1]) Les gisements de pétrole, pg. 37—38, 1910.
Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten, pg. 90.

Institutul Geologic al României

supérieures et les mers mio-pliocéniques, celles-ci formant des golfes allongés dans le massif des Monts du Banat.

Pendant le Crétacé supérieur — Paléogène (?) ont fait intrusion les banatites (roches éruptives hypoabissiques), qui ont minéralisé les roches encaissantes, donnant naissance aux gisements de minerais bien connus du Banat. Comme dernier écho de cette activité ignée, il faut considérer les basaltes et très probablement les sources carbonatées de Buziaș.

Du Crétacé supérieur jusqu'au Quaternaire l'érosion a réduit les Montagnes du Banat à leur état actuel, comblant les dépressions et coupant le grandiose défilé danubien.

D'après E. DE MARTONNE, on peut distinguer trois cycles d'érosion représentés par trois plate-formes: celle du Semenic (Crétacé supérieur), celle de Tomnacica et de Cârja (Miocène) et celle de Teregova et du Caraș (Pliocène).

LES SCHISTES CRISTALLINS DES CARPATES MÉRIDIONALES

Les schistes cristallins des Carpates Méridionales font partie, selon L. MRAZEC, de deux séries cristallophylliennes, l'une paléozoïque, de formation plus ancienne, l'autre de formation plus récente (mésozoïque).

La série cristallophyllienne paléozoïque

Cette série de schistes cristallins représente un complexe de roches sédimentaires dans lequel alternent des roches siliceuses, argileuses et calcaires d'avant le Carbonifère. D'après L. MRAZEC leur âge est en tout cas anté-mésozoïque, alors que des auteurs plus anciens croyaient qu'ils sont d'âge archaïque. Par les conditions de métamorphisme différentes auxquelles a été soumise cette série, ont pris naissance les deux groupes décrits ci-dessous, dont le premier présente les caractères d'un métamorphisme kata-mésozonal, alors que le second est plutôt épizonal. Il existe dans les deux groupes des roches sédimentaires peu ou point du tout métamorphisées et se ressemblant beaucoup.

JOHANN V. BÖCKH et BÉLA V. INKEY ont distingué d'abord trois groupes de schistes cristallins dans cette série, et L. MRAZEC est venu démontrer ensuite qu'en réalité il n'en existe que deux, puisque le I-er groupe inférieur de BÖCKH ne comprend que des roches d'origine éruptive ayant fait intrusion dans le III-ème groupe (supérieur ou phyllitique), et que le I-er groupe d'INKEY est formé de granites et de gneiss granitiques, par conséquent toujours de roches éruptives.

Le I-er groupe de MRAZEC (= au II-ème groupe de BÖCKH = au groupe des gneiss et des schistes micacés de SCHAFARZIK = au groupe skepptychigène de

Institutul Geologic al României

REINHARD) est formé principalement de divers micaschistes et de gneiss micacés, ensuite d'amphibolites, de calcaires cristallins et de diverses roches moins métamorphiques.

Dans ce groupe ont été injectés, sous de fortes pressions orogéniques, des magmas granitiques qui se sont consolidés sous forme de gneiss granitiques (gneiss de Cozia, gneiss de Cumpăna), de pegmatites, d'aplites.

Le II-ème groupe de MRAZEC (= au III-ème groupe de BÖCKH = au groupe phyllitique de SCHAFARZIK = au groupe ptychigène de REINHARD) est formé de roches phylliteuses, parmi lesquelles prédominent les schistes chlorito-sériciteux. On rencontre encore divers schistes, des calcaires, des cornéennes et des quartzites, plus ou moins métamorphiques.

Dans ce groupe a pénétré le granite de Șușița, avec une suite abondante de filons pegmatitiques et aplitiques, et toute la série de massifs de granite, de diorite (par ex. les amphibolites de la Valea Jiului) et de gabbro, qui vont des Montagnes du Parâng et des Montagnes du Retezat jusqu'aux Montagnes d'Orșova et jusqu'en Yougoslavie.

Dans cette catégorie entre aussi le I-er groupe de BÖCKH, formé de gneiss granitiques et amphiboliques du pourtour de ces massifs.

Selon L. MRAZEC, le métamorphisme du I-er groupe s'est effectué à des profondeurs considérables par l'injection d'un magma granitique et à la suite de fortes pressions orogéniques, l'injection ayant été aidée dans son action par les substances hydrothermales qui ont imbibé les sédiments primordiaux. Les roches du II-ème groupe ont été transformées en cornéennes, aux alentours du granite de Șușița, qui a fait intrusion dans les couches plus rapprochées de la surface.

Les schistes cristallins ont été laminés le long des zones de dislocation, et ce sont particulièrement les granites du II-ème groupe qui ont été soumis à un laminage intense, au point que bien souvent ils sont devenus schisteux, donnant naissance à des diaphtorites.

Quant à l'âge du métamorphisme régional des schistes cristallins, il est antérieur au Carbonifère supérieur pour les roches du II-ème groupe, étant donné que celles-ci, de même que les granites en compagnie desquels elles se trouvent, ont été rencontrées dans les conglomérats laminés du Verrucano et probablement aussi dans ceux du Carbonifère. En ce qui concerne toutefois les roches du I-er groupe, l'âge du métamorphisme est postérieur au Permien, puisque d'une part c'est à peine si on les rencontre dans les conglomérats cénomaniens, alors qu'ils font totalement défaut dans les conglomérats permiens, et que d'autre part il semble que la plus jeune roche sédimentaire métamorphisée de ce groupe soit de formation permienne, d'où il résulterait que l'intrusion du gneiss de Cozia, qui a métamorphisé les roches du I-er groupe, a été en rapport étroit avec les

Institutul Geologic al României

plissements et les surplissements crétacés moyens des Carpates Méridionales (REINHARD).

Les roches du I-er groupe occupent la plus grande étendue dans les Carpates Méridionales, alors que celle du II-ème groupe sont limitées à la région comprise entre le Parâng et les Cazane, dans la Poiana Ruscă, dans la région de la Dépression de l'Almăj et dans l'W du Banat.

Dans ses récentes études sur la partie W des Carpates Méridionales, O. SCHMIDT distingue dans le I-er groupe:

1. Le cristallin du Lotru, qui ne présente qu'un seul métamorphisme, allant du caractère mésozonal au caractère katazonal, posttectonique et d'âge probablement mésozoïque;

2. Le cristallin de Leaota, avec le gneiss de Cozia;

3. Le cristallin du Făgăraș, avec le gneiss de Cumpăna.

Les deux dernières séries cristallines ont un caractère allant du mésozonal à l'épizonal, sont polymétamorphiques et présentent trois étapes de métamorphisme:

a) Un intense métamorphisme d'injection, produit par l'injection des gneiss de Cozia et de Cumpăna;

b) Un métamorphisme principalement hercynien, qui a transformé les roches éruptives injectrices en gneiss schisteux (Cozia, Cumpăna);

c) Un métamorphisme faible, tout à fait épizonal, provoqué par les plissements mésozoïques.

Des études plus récentes faites par A. STRECKEISEN confirment les vues de L. MRAZEC et de G. M. MURGOCI relativement à la répartition et à la tectonique des schistes cristallins, mais tendent à montrer qu'on peut distinguer plusieurs séries cristallines dans les deux groupes de schistes cristallins anciens.

C'est ainsi que le I-er groupe comprend:

Le cristallin du Lotru, formé de paragneiss et de micaschistes dont la recristallisation posttectonique kata-mésozonale est provoquée par de nombreuses injections pegmatitiques, aplitiques et microgranitiques;

Le cristallin de Cozia, formé de gneiss œillés et de leur revêtement de schistes cristallins;

Le cristallin du Făgăraș, composé de phyllites, de schistes chloriteux et sériciteux, de calcaires cristallins, d'amphibolites et de diabases.

Le II-ème groupe contient:

Le cristallin du Parâng, formé de massifs granito-dioritiques (granites, diorites, amphibolites) et d'un complexe sédimentogène de divers schistes. Par suite des plissements intenses, les roches granito-dioritiques ont été broyées et laminées (granito-schistes), subissant de la sorte un métamorphisme épizonal;

Le cristallin de Leaota, formé principalement de micaschistes et des chloritoschistes.

Institutul Geologic al României

La série cristallophyllienne mésozoïque

Cette série est coincée entre les deux groupes de schistes cristallins anciens, et on peut poursuivre son développement typique le long de la zone Latorița—Parângul—Jiul—Oslea, qui constitue une zone de dislocation importante entre le I-er et le II-ème groupe. Ce complexe comprend des roches plus ou moins laminées dans lesquelles on a reconnu la présence de sédiments permo-mésozoïques, argileux, charbonneux, gréseux et calcaires, transformés par dynamométamorphisme en roches généralement phylliteuses et en calcaires marmoréens, qui rappellent souvent les schistes lustrés des Alpes. On rencontre dans ces roches des nappes de serpentines irrégulières et disloquées, dont l'action a donné naissance à diverses roches de contact. Cette série est l'équivalent du « complexe sédimentaire subgétique » de STRECKEISEN.

Les schistes cristallins du Banat occidental, desquels fait partie le soubassement cristallin de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană

A l'W de la zone sédimentaire paléo-mésozoïque occidentale du Banat se trouvent quelques masses isolées de schistes cristallins, séparées entre elles par des dépressions néogènes et quaternaires:

1. Le massif de Locva, au sud, entre le Danube, la Nera et la zone paléo-mésozoïque occidentale;
2. L'île de Vršac, au milieu des dépôts tertiaires-quaternaires de l'W d'Oravița;
3. Le massif d'Oravița-Bocșa Montană, entre la zone paléo-mésozoïque occidentale, la plaine du Banat et le massif banatitique de Bocșa;
4. L'île située au SE de Buziaș, entre Silagiu et Vermeș;
5. L'île de Măgura Brebului, en beau milieu du Pontien.

Ces deux dernières îles se trouvent entre Caransebeș et Buziaș et sont entourées par le Quaternaire et le Pontien.

La carte des schistes cristallins a été dressée par GY. HALAVÁTS, qui les considérait comme faisant partie du groupe supérieur phyllitique (III-ème groupe de BÖCKH), étant donné qu'ils sont formés principalement de phyllites, de gneiss et de schistes chloriteux, de micaschistes, de quartzites, de schistes amphiboliques, par endroits de gneiss micacés, de granulites, de calcaires cristallins (Vermeș, Dulău) etc. Selon HALAVÁTS c'est seulement près de Vršac, à l'extrémité W de l'île de schistes cristallins, qu'on trouve représenté aussi le groupe inférieur (II-ème groupe de BÖCKH) avec des gneiss biotitiques, des gneiss œillés, des pegmatites, etc.

Institutul Geologic al României

Fr. Schafarzik qui, lors des excursions qu'il a entreprises en 1913, a soumis les schistes cristallins du Banat occidental à une nouvelle revision, a démontré que le groupe inférieur, micacé, forme la partie NW de l'île de Buziaș et l'île de Vršac entière, alors que l'extrémité SE de l'île de Buziaș, le massif situé entre Oravița et Bocșa Montană et le massif de Locva sont formés du groupe supérieur, phyllitique. Schafarzik attire l'attention sur le fait que les schistes cristallins du groupe inférieur inclinent invariablement vers le SE, alors que les phyllites de la Locva et celles d'entre Oravița et Bocșa Montană sont plissées et chevauchées de Goruia jusqu'à Moldova, sur le Paléozoïque et le Mésozoïque de la zone sédimentaire entre Reșița et Moldova.

Nos études (1924, 1928, 1929 et 1930) ont montré que le massif de schistes cristallins entre Oravița et Bocșa Montană est formé en réalité de deux groupes de schistes cristallins séparés par une ligne de chevauchement, allant du S au N, du confluent de la vallée Stăpâniș avec le vallon dit Ogașul Suvaia (NW de Secaș), en passant par la vallée de la Bârzava (tunnel de Colțan), jusqu'à l'extremité SE de la Măgura Brebului. A l'W de cette ligne se trouvent des gneiss et des schistes micacés, et à l'E le complexe des roches vertes, comme nous les avons dénommées provisoirement dans la région de la vallée de la Bârzava; les premiers correspondent au groupe inférieur, les seconds au groupe supérieur des schistes cristallins du Banat. A l'W de la ligne de chevauchement entre les deux groupes cristallins et parallèlement à cette ligne se trouve, dans le complexe des gneiss micacés, le synclinal de calcaires tithoniques entre Ezeriș (NE) et Cârnecea (SW). Halaváts mentionne encore la présence de lentilles de calcaires mésozoïques plus au nord, à Valeapai, également dans des schistes cristallins.

LES SÉDIMENTS PALÉO-MÉSOZOÏQUES DU GÉOSYNCLINAL CARPATIQUE

Les dépôts du géosynclinal carpatique commencent au Carbonifère supérieur et finissent au Barrémien-Aptien et au Gault. Dans le Banat [1]) ces dépôts forment trois zones synclinales importantes, à savoir:

1. La zone entre Reșița et Moldova Nouă, dans la partie W des Montagnes du Banat;

2. La zone entre Bârzasca, Svinița, Bigăr, Sviniecea Mare et Iablanița, dans la partie moyenne des Montagnes du Banat;

3. La zone Cazane—Mehadia—Monts Țarcu—Monts de la Cerna, qui entoure l'îlot de schistes cristallins du Mont Godeanu, dans la partie E des Montagnes du Banat. Cette zone est en communication avec le Mésozoïque des Montagnes de l'Olténie.

[1]) Les considérations schématiques qui suivent concernent exclusivement le Banat.

Institutul Geologic al României

Pour plus de facilité nous dénommerons ces trois zones: la Zone occidentale, la Zone médiane et la Zone orientale.

Des sédiments mésozoïques de moindre étendue existent aussi à l'W de la Zone occidentale à Valeapai et entre Ezeriș et Cârnecea, entre la Zone occidentale et la Zone médiane dans la Culmea Sicheviții, entre Liubcova et Bârzasca, etc.

Ces zones ont une structure de plis tantôt simples, tantôt disloqués et mis en écailles, penchés et chevauchés vers l'E. En ce qui concerne la tectonique de ces zones, particulièrement de la Zone occidentale, elle est exposée plus bas à propos de la tectonique des Carpates Méridionales.

On ne trouve dans le Banat que fort peu de dépôts sédimentaires plus anciens que le Carbonifère supérieur. On considère comme étant d'origine dévonienne certains quartzites de Moldova Nouă. Le Carbonifère inférieur est représenté par les dépôts marins de la région de Corniareva, dans l'espèce par des schistes argileux noirs, avec des intercalations de calcaires à Crinoïdes et à Coraux, dans lesquels Fr. Schafarzik a trouvé *Spirifer mosquensis* Vern. et *Chonetes* sp. Le Carbonifère inférieur est traversé par des porphyres granitiques. Joh. v. Böckh et Fr. Schafarzik considèrent également comme carbonifères inférieurs les schistes argileux, phylliteux, traversés par des roches éruptives felsitiques, de la région de Bârzasca (entre les ruisseaux Recica et Cozla).

Le **Carbonifère supérieur (Stéphanien)** est transgressif et se présente sous la forme d'un facies continental à charbons. Il est formé de conglomérats, de grès micacés grisâtres, de schistes argileux noirs et de couches de charbons. Il contient de nombreuses plantes fossiles:

Calamites Cisti Brongn.
Pecopteris (Cyatheites) arborescens Schloth.
Asterophyllites longifolius Sternb., sp.
Alethopteris Serlii Brongn.
Lepidodendron obovatum Strbr.
Sigillaria sp.
Noeggerathia palmaeformis Göpp.
» *Beinertiana* Göpp.
Annularia longifolia Brongn.
Neuropteris cordata Brongn.
Sphenophyllum oblongifolium Germ.
Trigonocarpus Noeggerathi Brongn.
Pinnularia capillacea Lindl. et Hutt.

On rencontre le Carbonifère supérieur:

1. A l'extrémité N de la Zone occidentale, fortement développé sur le flanc W dans la région de Reșița—Mâniom—Lupac—Gârliște (avec les exploitations de charbon de Lupac), et bien plus réduit sur le flanc E dans la région de Secul (avec des exploitations de charbon) et au NW de Bozovici à Zagradia.

2. Sur les bords de la Zone médiane: dans la vallée de Dragoselo au NW de Bigăr, dans la vallée de la Sirinia (Og. Cozel) au SW de Bigăr, à

Institutul Geologic al României

Baia Nouă, et, sous forme de lentilles, le long du contact E de la zone (entre le Permien et les schistes cristallins) à Obârșia Stremețiu, dans les vallons Ogașul Urdișia et Ogașul Lespezilor et à l'E de la colline dite Dealul Omârșnicul Mic. On exploite des mines de charbon à Baia Nouă.

Le **Permien** est formé d'argiles schisteuses et de grès, rouges et grisâtres, de conglomérats quartzeux, d'arkoses, d'argiles noirâtres présentant des traces de charbon. On y a également trouvé des restes de plantes:

Walchia pinniformis SHLOTH., sp.
» *filiciformis* SCHLOTH., sp.
Hymenophyllites semialatus GEIN.
Odontopteris obtusiloba NAUM.
Callipteris (*Alethopteris*) *conferta* STERNB., sp.

Cela prouve que nous avons affaire aux dépôts du Rotliegend inférieur. Ces dépôts présentent les caractères d'un régime aride continental et par endroits d'un régime de lagune.

Dans la Zone médiane, le Permien a été le théâtre d'une activité éruptive des plus intenses, qui a produit des filons et des masses de porphyres quartzifères, de porphyrites, ainsi que d'immenses quantités de conglomérats, de brèches et de tufs porphyriques. Le Permien du Banat est du type limnique-fluviatile, tout comme le Stéphanien. On le rencontre dans toutes les zones sédimentaires importantes du Banat.

I. Dans la Zone occidentale, le Permien forme: 1. une bande allant de Reșița à Clocotici-Gârliște, où il bifurque de la manière suivante: une bande va de Gârliște à Maidan, en bordure de la zone sédimentaire, et une bande anticlinale, située plus à l'E, va de Gârliște à Lișava, jusqu'à la naissance du vallon dit Ogașul Natra; 2. quelques bandes le long du bord W de la Zone occidentale à Oravița, à Sasca et plus au S; 3. le centre de l'anticlinal de Steierdorf—Anina; 4. une bande qui contourne la partie NE de la zone, allant de Reșița—Cuptoare—Secul jusqu'à Comarnic—Naves.

II. Dans la Zone médiane, le Permien est fortement développé sur la rive gauche du Danube, depuis le poste de Munteana jusqu'au S de la Valea Stariște, et sur cette vallée vers le N jusqu'à la colline Hurculovățu, et plus au N jusqu'aux collines Omârșnicu et Tâlva Frasinului, au NE de Bigăr, le long de la bordure E de la zone; une autre bande permienne va de Hurculovățu vers le NW, à travers la Valea Siriniei, jusque dans la Valea Bârzasca; dans le coude du Danube, à Tricule, affleure encore une bande permienne entre le Lias et le gabbro de Iuți.

III. Dans la Zone orientale, on peut suivre une série de bandes permiennes depuis la région à l'W de Topleț, par les environs de Mehadia—Corniareva—Domașnea, jusqu'à l'E de Sadova—Vârciorova, dans le Mont de

Institutul Geologic al României

Pleașa; des affleurements de Permien se rencontrent aussi sur le pourtour du lambeau cristallin du Mont Godeanu, au Mont Țarcu et dans la Valea Cernei.

Le Trias est connu seulement dans la Zone occidentale, depuis Sasca Română—Sasca Montană jusqu'à Știnăpari. Il forme une bande de calcaires dirigée N—S et superposée au Permien. Le Trias est représenté par l'A n i s i e n, dont on a identifié deux zones supérieures: 1. la zone à *Rhynchonella decurtata,* formée par des dolomies bitumineuses et marneuses et par des calcaires sablonneux gris clair à Brachiopodes et Crinoïdes, où on a trouvé:

Spirigera trigonella SCHLOTH. — *Rhynchonella* sp. ind.
Spiriferina fragilis SCHLOTH. — *Encrinus* (*Dadocrinus*), entroques,
Chemnitzia sp.

2. au-dessus vient la zone à *Ceratites trinodosus* (facies à Céphalopodes) constituée de calcaires noirs, de marnes calcaires, de calcaires sablonneux à:

Rhynchonella trinodosa BITTN. — *Ptychites acutus* MOYS.
Daonella paucicostata TORNQ. — *Meekoceras Böckhi* SCHRÉTER
Ceratites sascanus BÖCKH (*in litt.*) — » *Isterensis* SCHRÉTER
» *Semseyi* BÖCKH (*in litt.*) — *Arcestes* sp.
Ceratites Isterensis SCHRÉTER — *Atractites* sp., etc.

Les dépôts triasiques à facies marin de Sasca nous montrent qu'après la phase continentale du Permien a eu lieu dans le Banat une transgression marine au Trias, comme dans tout le reste des régions carpatiques.

Après le Trias, les Carpates Méridionales ont été émergées. Il s'est établi un régime continental pendant lequel les couches triasiques ont été soumises à l'érosion.

Le Lias est bien développé dans le Banat sous le facies continental-lagunaire de Gresten. On a établi la présence du Lias inférieur et moyen.

Le L i a s i n f é r i e u r est constitué de grès et conglomérats quartzitiques et d'arkoses, dont la base fait partie très probablement du R h é t i e n. Dans leur partie supérieure s'intercalent des schistes argileux noirs et des couches de charbons, contenant une flore fossile bien connue (Steierdorf—Anina):

Pterophyllum rigidum ANDR. — *Palissya Brauni* ENDL.
Zamites Schmiedelii STERNB. — *Thinnfeldia rhomboidalis* ETT.
Baiera taeniata BRAUN. — *Taeniopteris vittata* BRONGN.
Alethopteris dentata GÖPP.

Institutul Geologic al României

Dans les grès liasiques inférieurs de Comarnic—Cereșnaia on a trouvé les fossiles suivantes:

Gervillia olifex QUENST. *Chemnitzia* sp.
Pecten disparilis QUENST. *Turitella* sp.
Cucullaea sp.

Le Lias inférieur contient des charbons dans les Zones occidentale et moyenne, il n'en contient pas dans la Zone orientale.

Le Lias moyen est caractérisé par des dépôts néritiques. Dans la zone moyenne ce sont des schistes et calcaires marneux, sablonneux, micacés, gris, quelquefois glauconieux (à Svinița), d'autres fois oolitiques et ferrugineux. On a identifié entre autres une zone de calcaires à Brachiopodes (*Terebratula grestenensis* SUESS) et une zone à *Amaltheus margaritatus* MONTF. et *Belemnites paxillosus* SCHLOTH. Outre ces fossiles on cite encore:

Terebratula numismalis LAM. *Pholadomya Sturi* TIETZE
Gryphaea obliqua GOLDF. *Gresslya Trajani* TIETZE
» *cymbium* LAM. *Modiola Neumayri* TIETZE, etc.

Dans la Zone orientale le Lias moyen est formé de schistes argileux noirs à:

Belemnites paxillosus SCHLOTH. *Gresslya Trajani* TIETZE
Pholadomya Sturi TIETZE *Modiola scalprum* SOW.
» *decorata* HARTMANN *Harpoceras* sp.

Des diabases filoniennes pénètrent dans ces schistes et des tufs diabasiques s'étendent dans la partie supérieure du Lias de cette zone.

Le Lias supérieur paraît être représenté par des marnes tachetées de brun à Doman dans la Zone occidentale. On y a trouvé: *Harpoceras bifrons* BRUG. (Toarcien), *Arca*, *Lucina*, *Gryphaea*, *Ostrea*.

Autour de l'anticlinal d'Anina au-dessus du Lias inférieur se sont déposées des argiles schisteuses, bitumineuses, brunes ou noires, à plantes fossiles, telles que: *Carpolithes liasinus* ANDR., *Zamites gracilis* KURR., *Palissya* cf. *Brauni* ENDL. et le crustacé *Estheria*. Ces argiles contiennent du blackband et des traces de charbon. Au siècle dernier ces schistes ont été distillés pour l'extraction des hydrocarbures. Les géologues hongrois les considèrent comme Lias supérieur.

I. Dans la Zone occidentale le Lias est développé dans la région de Doman—Cuptoare—Secul, autour de la boutonnière permienne d'Anina, le long de la limite E de la zone sédimentaire à Comarnic—Naves—Cereșnaia et le long des grandes dislocations de cette zone (dislocation du Mt.

Institutul Geologic al României

Pleșiva et dislocation de la Valea Beiului [1]). C'est le Lias inférieur à gisements de charbon exploités à Doman et à Steierdorf-Anina. Le Lias supérieur y semble également représenté.

II. Dans la Zone médiane on trouve le Lias inférieur et le Lias moyen en deux bandes plus importantes: la bande de Sirinia—Cozla—Camenița à l'W, et la bande de Svinița—Ielișeva—Bigăr—Sviniecea Mare—Pregeda—Iablanița à l'E. On a exploité des charbons liasiques inférieurs à l'embouchure de la Sirinia, à Cozla, à Camenița, dans la région de Bigăr, etc.

III. Dans la zone orientale on rencontre le Lias à Cazane, dans la région de la Cerna inférieure (Topleț—Băile Herculane—Mehadia) et plus au N, de Bogoltin—Corniareva jusqu'au Mont Țarcu. Le Lias inférieur est gréseux, mais dépourvu de charbons, tandis que le Lias moyen est constitué de schistes argileux noirs, à tufs diabasiques à la partie supérieure.

Le **Dogger** présente des facies marins peu profonds et des facies plus littoraux. Le facies bathyal est limité dans la région de Svinița (Couches de Klaus).

I. Dans la Zone occidentale le Dogger est représenté par:

a) La zone à *Neaera Kudernatschi* STUR et à *Harpoceras opalinum* REIN., formée de marnes argileuses micacées contenant ces fossiles.

On la rencontre dans l'anticlinal d'Anina et dans son prolongement à Celnic, Prolas, Iabalcea, Ponor.

b) La zone à *Gryphaea calceola* QUENST. et *Harpoceras Murchisonae* SOW., en dehors desquels on trouve encore: *Modiola plicata* SOW., *Pecten*, *Cidaris*, etc. Les roches de cette zone sont des marnes sablonneuses, micacées, des calcaires sablonneux, des calcaires fins bleuâtres et brunâtres, généralement laminées sur les lignes de dislocation. On les retrouve sur la ligne de Steierdorf—Iabalcea et de Ponor—Doman, autour du synclinal de Ciudanovița et de l'anticlinal de la Natra, à Padina Matei et dans la Valea Runcului.

A l'W de la Zone occidentale on rencontre ces couches à Valeapai dans la vallée du Pogăniș (N de Bocșa [2]).

II. Dans la Zone médiane à Bigăr et au Mont Sviniecea Mare affleurent des bandes minces de Dogger moyen à calcaires gris à Brachiopodes, à calcaires à entroques, à calcaires concretionnés, bitumineux et marneux.

Dans la région comprise entre le ruisseau Ielișeva et le poste de Munteana sur le Danube, entre le Lias et le Tithonique on rencontre un

[1]) Sur les cartes austro-hongroises dénommée à tort: Valea Bee.

[2]) D'après les géologues hongrois, ces deux zones correspondent au Dogger inférieur (Bajocien). Mais dans les traités français (É. HAUG, M. GIGNOUX) les couches à *Harpoceras opalinum* et *H. Murchisonae* font partie de l'A a l é n i e n, c'est-à-dire de la partie supérieure du Lias.

Institutul Geologic al României

calcaire gris, parfois rougeâtre, à grains de quartz, par endroits conglomératique et passant même à des grès jaunes friables. Ce calcaire qui contient des Brachiopodes et des Pectinidés est considéré comme Dogger. Dans l'Ogașul Bela Reka Mare on y a trouvé des Ammonites (« Couches de Klaus »).

A Svinița, sur les calcaires à Crinoïdes suit un banc de 20—30 cm de calcaires oolithiques ferrugineux pleins de Céphalopodes. C'est le facies bathyal du Dogger supérieur (Couches de Klaus). On y a trouvé des formes bathoniennes et calloviennes:

Sphaeroceras rectelobatum HAUER
» *Ymir* OPPEL
» *Brogniarti* SOW.
Oppelia fusca QUENST.
Haploceras ferifex ZITT.
Haploceras psilodiscus SCHLÖNB.
Perisphinctes procerus SEEB.
Phylloceras mediterraneum NEUM.
Lytoceras Adeloides KD.
Macrocephalites macrocephalus SCHL.

III. Au-dessus des tufs diabasiques de la Zone orientale au Mt. Arșana, à Bogoltin, à Corniareva, au Mt. Țarcu, se trouvent des schistes argileux et calcaires, des calcaires à grains de quartz, des calcaires oolitiques, des schistes sablonneux micacés à Brachiopodes, Bivalves et Ammonites du Dogger.

Le **Malm** est constitué de bancs de calcaires et de marnes parfois bitumineuses, généralement grises, par endroits rougeâtres, contenant souvent des concrétions et des lentilles de silex. C'est le Callovien, l'Oxfordien — Kimeridgien et le Tithonique [1]).

I. Dans la Zone occidentale le Callovien est bien développé. Il forme une série de bandes importantes à la base du Malm, dans la région de Ciudanovița—Natra, le long de la ligne du Polom, sur la ligne de Iabalcea—Anina—Cununa, à Doman—Ponor, le long de la dislocation de la Valea Carașului (Naves—Cereșnaia—Predilcova), à l'W de la dislocation de la Valea Beiului et à l'W de la dislocation de la Pleșiva. Le Callovien est formé de calcaires et de marnes bitumineuses jaunes, brunes, grises, à lentilles et couches de silex très caractéristiques, notamment pour les parties inférieures. On y a trouvé:

Pentacrinus pentagonalis GOLDF.
Pecten cingulatus PHILL.
» *subspinosus* GOLDF.
Posidonomya ornati QUENST.
Posidonomya Parkinsoni QUENST.
Harpoceras punctatum STAHL.
Perisphinctes sp.
Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH, sp.

[1]) Sur les cartes géologiques du Banat sont séparés: le Callovien, le Malm (Oxfordien—Kimeridgien) et le Tithonique.

Institutul Geologic al României

D'après ces fossiles il résulte que le Callovien est représenté par la zone à *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. et par la zone à *Reineckia* (*Perisphinctes*) *anceps*.

Le facies le plus répandu de l'Oxfordien-Kimeridgien est le facies des calcaires et des marnes grises qui forment une série de bandes larges à direction NNE-SSW, à savoir (de l'E à l'W): 1. Valea Minișului (Izvorul Coronini)—Cârșia Morii; 2. Valea Minișului (Rother Felsen)—Padina Matei—S-ta Elena; 3. Valea Sohodolului—Cereșnaia—Steierdorf—Valea Beiului—Cărbunari—S-ta Elena; 4. Doman—Platoul Predett—M-tele Glava; 5 et 6. La bande entre le Mt. Polom et le ruisseau Natra et la bande synclinale de Gârliște, qui s'unissent à Oravița et se continuent jusqu'à Socolar; 7. Sasca—Moldova Nouă—Coronini.

Fossiles: *Aspidoceras perarmatum* SOW., Pectinidés, etc.

Un autre facies du Malm est celui de S-ta Elena à calcaires marneux, uniformément compacts, jaunes, gris clair, à cassure conchoïdale, utilisables comme pierre lithographique. On y a trouvé un *Perisphinctes*.

Le Tithonique est représenté par deux facies:

a) Le facies à Céphalopodes à l'W, dans le Plateau du Predett et dans la région de Moldova Nouă, caractérisé par des bancs épais de calcaires gris à tâches foncées. Fossiles:

Perisphinctes transitorius OPP.
» *contiguus* CAT.
» *colubrinus* REIN.
» *Richteri* OPP.
Aptychus exsculptus SCHAUR.
Aptychus punctatus VOLTZ.
» *Beyrichi* OPP.
» *lamellosus* MÜNST.
Simoceras sp.
Terebratula janitor PICT.

b) Le facies à Brachiopodes, Bivalves et Coraux à l'E, dans les régions de Gârnic, Valea Minișului, Cereșnaia et à l'W, dans la bande isolée de la région de Dognecea, à Calina; les calcaires de ce facies sont blancs, jaunâtres, rarement rougeâtres, à veines de calcite; on y a trouvé: des Coraux, des Diceras, des Nérinées, des Ptygmatis, des Rhynchonelles, des Terebratules, des Pectinidés, etc.

II. Dans la Zone médiane est représenté le facies à Céphalopodes du Tithonique constitué de calcaires rouges à concrétions de silex, parfois gris, stratifiés en bancs minces. Le Tithonique forme une bande du N de Bigăr jusque dans la région du cours moyen de la Sirinia. Il se trouve encore sur les différentes hauteurs entre les vallées de la Sirinia, la Ielișeva, la Stariște et des environs de Svinița. A Svinița on a trouvé:

Lytoceras sp.
Phylloceras tortisulcatum d'ORB.
Perisphinctes transitorius OPP.
Aptychus lamellosus MÜNST.
Belemnites semisulcatus MÜNST.
Pygope diphya COLONNA

Institutul Geologic al României

Aptychus punctatus VOLTZ. *Terebratula cf. simplicissima* ZEUSCHNER.

III. Dans la Zone orientale, le Jurassique supérieur est constitué de calcaires gris, parfois rougeâtres et à concrétions de silex; ils sont considérés comme Malm-Tithonique (Couches de Stramberg). A Cazane le Tithonique est récifal et contient des Coraux, des Bélemnites, des Gastropodes, des Nérinées, et dans les autres parties de la zone les calcaires contiennent surtout des Céphalopodes:

Lytoceras quadrisulcatum d'ORB. *Belemnites canaliculatus* SCHLOTH.
Perisphinctes abscissus OPP. *Terebratula bisuffarcinata* SCHLOTH.
Aptychus lamellosus MÜNST. *Nerinea* sp. (à columelle pleine).

Le **Crétacé inférieur** passe graduellement au Malm-Tithonique. Il est représenté par le Valanginien-Hauterivien non différencié et par le Barrémien-Aptien, généralement calcaires, par endroits marneux.

I. Dans la Zone occidentale le Crétacé inférieur forme quelques larges bandes bien développées dans la moitié S de la zone, à savoir, de l'E à l'W:

1. Naves—Gura Golumbului—Gârnic; 2. Piatra Albă (S de Secul)—Steierdorf—Padina Matei; 3. Reșița—Carașova—W Station Gârliște; 4. La Roll (Ciclova)—Sasca—Coronini.

La partie inférieure [1]) est formée de calcaires compacts, blancs et blancs jaunâtres, non stratifiés, craquelés, à veines de calcite et peu de fossiles: Coraux, Requienia (*Toucasia carinata* MATH.), Foraminifères (Miliolines). C'est le Valanginien et le Hauterivien à facies récifal zoogène.

Le Barrémien-Aptien est aussi récifal [2]) et passe insensiblement au Valanginien-Hauterivien. Dans la partie N de la zone il est identique à ce dernier, duquel il n'est pas séparable. Dans la partie S de la zone il est formé de calcaires jaunes, rarement rougeâtres, souvent oolitiques, en partie identiques aux calcaires du Néocomien inférieur. De plus, il contient des marnes et argiles schisteuses grises et bleuâtres, même des grès bien stratifiés. On y a trouvé de nombreux fossiles: Orbitolines, Miliolines, *Toucasia carinata* MATH., qui forment des bancs, puis des Lithothamnium, des Coraux, des Oursins, des Brachiopodes, des Bivalves, des Gastropodes.

Dans le plateau de Sichevița (Culmea Sicheviții) à l'E de Ravensca, entre la Zone occidentale et la Zone médiane, se trouve une cuvette de Barrémien-Aptien (calcaires récifaux à Requienia et Foraminifères) et entre Liubcova et Bârzasca, un lambeau de marnes à Orbitolines.

II. Dans la Zone médiane, le Crétacé inférieur présente un facies de profondeur à Céphalopodes, bien développé dans le cours inférieur de la

[1]) Le Néocomien inférieur des géologues hongrois.
[2]) L'Urgo-aptien des géologues hongrois.

Institutul Geologic al României

Sirinia, à Bigăr et plus au N jusqu'au Mt. Sviniecea Mare, puis sur le Mt. Ravniște entre la Valea Siriniei et la Valea Stariște et dans la région de Svinița. Il est formé de calcaires blancs, gris clair, à bandes et lentilles de silex et de marnes calcaires. On a établi la présence du Berriasien (*Hoplites Boissieri* PICT.), du Hauterivien (*Holcostephanus Astierianus* d'ORB., *Hoplites splendens* SOW.), du Barrémien (Wernsdorfer Schichten = aux Couches de Veřov, à *Phylloceras Rouyanum* d'ORB., *Ancyloceras Duvalii* LEVEILLÉ, *Scaphites Ivanii* PUZOS, etc.), et probablement aussi de l'Aptien (?) si l'on tient compte des deux fossiles aptiens trouvés dans les marnes molles, blanches et à petites Ammonites pyriteuses, de la partie supérieure du Barrémien (*Lytoceras striatisulcatum* d'ORB. et *L. Annibal* COQU.).

III. On a considéré comme crétacés inférieurs dans la Zone orientale, les conglomérats polygènes et les grès de la région de Feneș—Sadova, sur le flanc W, et la bande des schistes argilo-gréseux de la région du ruisseau Hidegul—Poiana Înaltă—Râul Alb, sur le flanc E de la zone.

Le **Crétacé moyen** est représenté par le G a u l t. Il est formé de grès verts, gris, glauconieux, de grès argileux, de quelques marnes à traces charbonneuses, parfois de calcaires gris clair très sablonneux et de conglomérats polygènes dont les galets les plus récents sont les calcaires récifaux du Barrémien-Aptien.

I. Dans la Zone occidentale on trouve le Gault dans le synclinal crétacé de la région de la Valea Minișului, à: *Ancyloceras Matheronianum* d'ORB., *Inoceramus Salomoni* d'ORB., *Terebratula Dutempleana* d'ORB.

Il forme encore une série de lambeaux depuis Cărbunari jusqu'à Moldova ouă et à Coronini, contenant une riche faune néritique d'Oursins, de Bivalves, de Gastropodes, etc.

II. On retrouve les mêmes dépôts dans la zone de Cozla—Camenița, sur le Lias à charbons, et dans la Culmea Sicheviții, sur le Barrémien-Aptien. On croit que la partie supérieure de ces dépôts est d'âge cénomanien, d'après *Lytoceras* cf. *Sacya* FORB. et *Sequoia Reichenbachi* (GEIN. sp.) HEER, trouvés dans la région de la vallée du Miniș.

III. Les dépôts gréseux et conglomératiques de la Zone orientale, considérés comme crétacés inférieurs, appartiennent probablement au Gault.

Il résulte de tout cela que dans les Monts du Banat, pendant le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur, régnait un facies continental-lagunaire à charbons dans le Carbonifère supérieur et à activité volcanique intense dans le Permien. Dans le Trias c'était le facies marin qui prédominait. Un retour du facies continental lagunaire à charbons a eu lieu pendant le Rhétien-Lias inférieur (facies de Gresten). Les dépôts suivants

Institutul Geologic al României

sont généralement néritiques. Dans le Dogger moyen les facies sont peu profonds (calcaires gréseux et conglomératiques); pendant le Callovien on distingue un facies plus profond dans la région de Svinița (Couches de Klaus). Le Tithonique comprend un facies à Céphalopodes et des facies récifaux. Ces derniers caractérisent aussi le Crétacé inférieur de la Zone sédimentaire occidentale, cependant que plus à l'E dans la Zone médiane c'est le facies bathyal à Céphalopodes qui domine. Le cycle du géosynclinal carpatique a été fermé par les dépôts néritiques-littoraux du Gault.

LES SÉDIMENTS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET DU TERTIAIRE-QUATERNAIRE DES DÉPRESSIONS

Les Carpates ont été éxondées à la fin du Crétacé inférieur, quand ont pris naissance les Chaînes Daciques cristallino-mésozoïques. Ensuite se sont produits des affaissements dans l'Avant-pays et dans l'intérieur des Carpates Daciques, ayant donné naissance aux dépressions dans lesquelles se sont établies les mers du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

Le **Crétacé supérieur** se rencontre autour du massif de Poiana Ruscă, à Rusca Montană, à Hațeg, à Deva. Dans la région de Rusca Montană, la plus proche des Monts du Banat, la base du Crétacé supérieur est formée par un groupe de calcaires et dolomies bitumineux foncées (T u r o n i e n), par-dessus lequel vient un groupe gréseux-marneux plus développé (S é n o n i e n) et puis une série supérieure formée de conglomérats, d'agglomérats, de coulées de porphyrites, de tufs porphyritiques et de couches de charbon, série semblable aux dépôts à reptiliens fossiles du bassin de Hațeg (D a n i e n).

Le **Tertiaire.** i les mers du Crétacé supérieur, ni les mers paléogènes n'ont pénétré dans l'intérieur des Monts du Banat entre le Danube, la Cerna, la Bistra, le Timiș et la plaine du Banat.

Après le Paléogène s'est affaissée la grande Dépression pannonienne et les dépressions intérieures du Banat, dans lesquelles ont pénétré les eaux miocènes et pliocènes. Le grand lac pannonien, qui aboutissait jusqu'aux versants occidentaux des Monts du Banat, se ramifiait dans des golfes étroits le long de la Bistra, du Timiș, de la Mehadica, de la Nera (le golf de Caransebeș — Mehadia et le golf de Iablanița — Almăj) et même le long du Danube, comme le prouvent les dépôts néogènes de Sichevița et de Bârzasca, de Svinița — Milanovac — Iuți et de Dubova — Ogradina—Orșova—Bahna.

Les dépôts tertiaires les plus anciens se trouvent dans la cuvette de Bahna. Ce sont: le B u r d i g a l i e n à conglomérats, argiles et sables, et l'H e l v é t i e n à sables et tufs dacitiques.

Institutul Geologic al României

Dans les dépressions du Banat les dépôts les plus anciens appartiennent au 2-e étage méditerranéen. Il est représenté par deux séries de couches, une série inférieure formée de dépôts continentaux d'eau douce et saumâtre et une série supérieure marine.

a) A la série inférieure se rattachent les dépôts du bassin de l'Almăj et du bassin de Sichevița—Liubcova—Bârzasca, les lambeaux de Moldova Nouă et de la Poiana Boiești1or (à SE du village de Cărbunari) et probablement aussi les dépôts terrestres de Dubova. A cette série appartiennent aussi les couches inférieures à charbons de la dépression de Caransebeș—Mehadia.

Dans la cuvette de l'Almăj et dans celle de Sichevița on peut distinguer:

1. A la base, des dépôts terrestres: cailloutis, conglomérats, sables, argiles à *Helix*.

2. Couches à charbon: argiles vertes, jaunes, brunes; sables jaunes, schistes charbonneux, couches de charbon, à fossiles: *Melania Escheri* Brongn. (à Bozovici), *Unio Wetzleri* Dunk., *Helix*, cônes de *Pinia* sp.; argiles brunes à *Unio flabellatus* Goldf.

3. Argiles marneuses brunes à couvercles de *Bythinia*, à *Ostracodes*, à écailles de *poissons*, à fruits de *Chara*.

4. Sables jaunes et cailloutis, dépôts terrestres-fluviatiles, dépourvus de fossiles et à intercalations de tufs dacitiques, qui terminent la série.

Dans le golfe de Caransebeș—Mehadia, à la base du 2-e étage méditerranéen, affleurant sur les limites de la dépression, se trouve une série d'argiles, de sables et de cailloutis qui contient trois couches de charbons (par ex.: dans la région de Mehadia), séparées par des couches de tufs dacitiques. Ces charbons sont plus jeunes que les charbons de la cuvette de l'Almăj, où le tuf dacitique est situé beaucoup plus haut que les lignites. Cette série s'étend aussi au N des Montagnes de Semenicul dans la région de Ruji—Ohabița—Delinești à l'W de Caransebeș.

b) Les dépôts de la série supérieure de facies marin se rencontrent dans le golfe de Caransebeș—Mehadia, sur les limites de la dépression jusqu'à Delinești; on les retrouve à Valcapai, entre Svinița et Iuți et dans la cuvette d'Orșova. Ce sont des argiles, des sables, des cailloutis et des calcaires de la Leitha, fossilifères. Dans la dépression de Caransebeș—Mehadia on a distingué un facies littoral à calcaires de la Leitha et cailloutis, et un facies plus profond, vers le milieu du golfe, à argiles et sables. Dans la cuvette d'Orșova on trouve à la base des argiles fossilifères (= au Badener Tegel), puis des sables et des cailloutis dépourvus de fossiles, des calcaires de la Leitha (= aux calcaires de Curchia près de Bahna), etc. Cette série correspond généralement au Tortonien.

Le Sarmatien remplit le golfe de Caransebeș—Mehadia dans la région de Iablanița—Crușovăț—Cornea—Domașnea et se rencontre sur

Institutul Geologic al României

les bords du golfe en forme de lambeaux jusqu'au N de Caransebeș; il est développé sur le versant occidental des Monts du Banat et dans la vallée du Danube à Moldova Nouă, à Coronini et dans la cuvette d'Orșova—Bahna.

Dans le golfe de Caransebeș—Mehadia, le Sarmatien inférieur présente un facies saumâtre, étant formé de: calcaires à Cérithes; grès et argiles bleuâtres dépourvus de fossiles; un puissant complexe de sables, de cailloutis et d'argiles fossilifères, qui occupe la plus grande étendue dans le golfe de Mehadia; et au-dessus, les argiles et les sables gris-bleus très riches en fossiles (*Cardium*, *Tapes*, *Mactra*, *Cérithes*, etc.). Le Sarmatien moyen et supérieur se trouve seulement dans la région de Cornea—Crușovăț jusqu'au S de Rusca: ce sont des couches de facies terrestre-fluviatile, à sables, graviers et sables argileux verdâtres à grands Helix.

Dans la région Ticvanul Mare—Oravița—Slatina—Rebenberg, sur les bords de la Dépression pannonienne, le Sarmatien est représenté par une alternance d'argiles, de marnes, de grès calcaires, de sables et de graviers. Les dépôts sont d'autant plus grossiers qu'on se rapproche de la zone des calcaires mésozoïques. Ils sont très riches en fossiles: *Cardium*, *Modiola*, *Ervilia*, *Trochus*, *Murex*, *Cerithium*, *Tapes*, *Foraminifères*, *Ostracodes*.

Dans le bassin d'Orșova—Bahna, le Sarmatien est formé d'argiles sablonneuses fossilifères, de sables et de graviers.

Le Pannonien (Pontien s. l.) est constitué de deux séries de couches: une série surtout argileuse, à la base, et une série surtout sablonneuse, à la partie supérieure.

Dans la dépression de Caransebeș, le Pontien est développé au N du défilé d'Armeniș, où on peut observer les traces d'une période d'érosion anté-pannonienne qui a déblayé les dépôts méditerranéens et sarmatiens. La partie S de ce golfe a été épargnée. La base du Pontien est formée par une argile bleue à *Congeria banatica* R. Hoern. et *Orygoceras* sp. (à Tincovița). Au-dessus viennent les sables grossiers jaunes à *Melanopsis Martiniana* Fér. et *M. Bouéi* Fér., à *Neritina picta* Fér. et à *Congéries*. A la partie supérieure sont les sables de Slagna, Dalciu, Var et de la Valea Bistrei.

Le Pontien s'étend à l'W de Caransebeș, contournant les Monts du Banat par le N et par l'W. Partout on retrouve la même subdivision: une série inférieure à marnes et argiles chocolat (qui n'affleurent pas dans la région comprise entre Buziaș et Bocșa), et une série supérieure de sables jaunes, bleuâtres, plus ou moins micacés, grossiers ou argileux, parfois ferrugineux, formant des bancs cimentés par des hydrates de fer. Près des anciens rivages on trouve des graviers. Il y a beaucoup de localités fossilifères; l'une des plus renommées est Tirol (= Königsgnad = Királykegye).

Institutul Geologic al României

Le **Quaternaire.** Les dépôts du Quaternaire sont: les graviers fluviatiles (terrasses), l'argile jaune à Bohnerz, qui recouvre tous les dépôts antérieurs d'un manteau presque général, le lœss déposé surtout dans les régions danubiennes, les tufs calcaires abondants dans les régions des calcaires mésozoïques et les alluvions récentes des rivières.

LA TECTONIQUE DES CARPATES MÉRIDIONALES

Les **anciennes recherches tectoniques.** D'après Ed. Suess les Carpates Méridionales sont formées de zones cristallines et sédimentaires paléo-mésozoïques, qui ont subi une forte torsion générale. Les zones s'affaissent l'une après l'autre sous la Plaine Roumaine, de l'E à l'W, d'autres zones surgissant vers l'W pour disparaître elles aussi de la même manière. Ainsi disparaissent successivement, se courbant vers le SW, le SSW et le S, la zone du Flysch, la masse de Leaota, la zone du gneiss de Cozia, la zone du Mont Mândra et les zones du Banat. Les bandes du Banat occidental seules parviennent à prendre la direction SE, faisant la liaison avec les zones des Balkans.

Ces zones, qui sont séparées par des failles de torsion, chevauchent les unes sur les autres de l'W à l'E, ayant chacune une structure compliquée par des failles, des plis, des chevauchements, des laminages et des intrusions de roches éruptives. Ed. Suess attire l'attention sur l'angle aigu formé par l'intersection des zones dans la région de Mehadia.

Fr. Schafarzik, qui connaissait une grande partie des Montagnes du Banat, compare leur tectonique à celle des Alpes. Les noyaux hercyniens de gneiss et de granite de nos montagnes seraient analogues aux massifs centraux alpins. Schafarzik distingue de Turnu-Severin à Baziaș les zones suivantes:

A) Le bord interne concave, de Turnu-Severin à Orșova, formé de deux zones mésozoïques alternant avec deux zones de schistes cristallins:

I. La zone des klippes jurassiques de Gura Văii;

II. La zone des schistes cristallins entre Vârciorova et Gura Văii;

III. La zone des calcaires mésozoïques de Baia de Aramă—Vârciorova;

IV. La zone des schistes cristallins d'Orșova.

B) La région centrale très complexe, d'Orșova à Bârzasca, qui comprend les massifs granitiques du Retezat, du Vârful Pietrei et du Muntele Mic; puis les granites, gabbros et serpentines des Montagnes de la Cerna et d'Orșova, avec leur schistes cristallins, constituant les « massifs centraux », entre lesquels s'intercalent les zones sédimentaires suivantes:

V et VI. La zone de la Cerna et la zone du Țarcu—Mehadia, qui s'unissent à Mehadia dans une seule zone jusqu'à Cazane [1]);

[1]) La Zone orientale (voir plus haut).

Institutul Geologic al României

VII. La zone de Svinița—Bârzasca [1]).

Les sédiments de ces zones vont du Carbonifère jusqu'au Dogger, sur lesquels suit le Tithonique-Néocomien transgressif. La région centrale est une immense boutonnière entourée de deux zones marginales qui se rapprochent au-delà du Retezat et sur le Timok en Yougoslavie.

C) Le bord externe convexe, de Bârzasca à Baziaș, formé de trois zones:

VIII. La zone des schistes cristallins de l'Almăj;

IX. La zone des calcaires du Banat occidental [2]), de Reșița à Moldova Nouă, constituée de dépôts allant du Stéphanien jusqu'au Crétacé inférieur;

X. La zone des schistes cristallins du Banat occidental.

Les **nouvelles recherches tectoniques.** Nous avons vu que L. Mrazec avait démontré l'existence, dans les Carpates Méridionales, de deux séries cristallophylliennes, l'une antémésozoïque, formée de deux groupes importants, et l'autre d'âge mésozoïque, coincée entre les groupes de la série précédente, le long du synclinal Latoriția—Parângul—Jiul—Oslea.

G. Murgoci, le premier, a interprété la tectonique des Carpates Méridionales en nappe de charriage. D'après lui les chevauchements découverts par les auteurs antérieurs n'étaient que les traces d'une gigantesque nappe de charriage d'âge mésocrétacé, formée de schistes cristallins du I-er groupe avec sa couverture mésozoïque, le tout charrié au-dessus du II-e groupe cristallin et de sa couverture sédimentaire mésozoïque. C'est la nappe gétique de Murgoci. Elle forme la plus grande partie des Carpates Méridionales. La région de racine serait dans les Montagnes de l'W du Banat, dans les Montagnes de Poiana Ruscă, du Sebeș et du Făgăraș. La région frontale est représentée par la bande cristalline de la partie E du Plateau de Miroč—Mehedinți jusqu'aux Monts de la Bistrița et du Mateiaș. Les schistes cristallins du Mont Godeanu et du Plateau de Mehedinți sont des lambeaux de la nappe gétique. Le reste des Carpates Méridionales, constitué de schistes cristallins du II-e groupe, c'est-à-dire les Montagnes Parâng, Vulcan, Retezat, les Montagnes d'Orșova, le Plateau de Miroč, ne serait que l'autochtone de la nappe gétique, autochtone qui apparaît dans une énorme fenêtre tectonique.

D'après Murgoci les mouvements ont commencé au début du Paléozoïque. Dans le géosynclinal carpatique se contouraient deux plis, l'un diapir à l'W, l'autre plus large et normal à l'E. Dans les deux plis ont fait intrusion les magmas éruptifs. Dans le pli diapir le magma et ses agents minéralisateurs ont été injectés sous pression dans les surfaces de stratification, donnant naissance au métamorphisme intense du I-er groupe. Dans le

[1]) La Zone médiane.

[2]) La Zone occidentale.

Institutul Geologic al României

pli normal, par contre, les phénomènes se sont propagés à travers la stratification, de là le métamorphisme plus faible du II-e groupe.

Les nouvelles idées tectoniques des géologues roumains ont été acceptées aussi par les géologues hongrois, notamment par Fr. Schafarzik. Celui-ci, après les revisions faites en 1910—1911 et en 1913 dans le Banat, aboutit aux conclusions suivantes:

Les schistes cristallins des Montagnes du Banat peuvent être répartis sur deux groupes cristallins (L. Mrazec) et non sur trois groupes (J. Böckh). Le premier groupe de Böckh n'est qu'une partie de son groupe III; ce sont les gneiss granitiques et amphiboliques, les amphibolites et les hornblendites qui entourent les massifs granitiques et gabbroïdes des Montagnes d'Orșova, ayant fait intrusion dans les phyllites du groupe III.

Les schistes cristallins ont été plissés et métamorphisés pour la première fois pendant l'orogénèse hercynienne, quand ont pris naissance les deux groupes cristallins anciens. Au commencement du Crétacé supérieur, le soubassement cristallin a été replissé avec sa couverture mésozoïque, à cause des sous-poussées dirigées de l'E à l'W. Dans la partie W des Montagnes du Banat les pressions latérales étant plus faibles, le cristallin et la zone mésozoïque ont été disloqués en écailles et le cristallin a été chevauché sur la zone mésozoïque occidentale (Z. Schréter). A l'E, les pressions étant plus fortes, il s'est formé une nappe de charriage de cristallin du groupe des micaschistes. Les racines de cette nappe sont à chercher dans les Montagnes du Semenic et dans la région de la dépression de l'Almăj, où le groupe des phyllites repose sur le groupe micacé. Plus à l'E se trouve la grande dislocation de Rudăria, découverte par J. v. Böckh en 1877, le long de laquelle le groupe des micaschistes a été poussé sur le groupe des phyllites. Sur l'autochtone phyllitique pénétré de massifs granito-gabbroïdes reposent, dans les Montagnes du Godeanu et dans les environs d'Orșova, quelques lambeaux de la nappe de charriage, découverts par Murgoci dès 1905.

Par conséquent, Fr. Schafarzik confirme les idées de L. Mrazec concernant la classification des schistes cristallins et les idées de G. Murgoci sur la tectonique des Carpates Méridionales.

Les zones paléo-mésozoïques du Banat ont généralement une structure en écailles couchées vers l'E.

La Zone occidentale est plissée en synclinaux et anticlinaux souvent disloqués et chevauchés vers l'E, de sorte que le Lias et le Dogger, et plus au N même le Permien et le Stéphanien des anticlinaux, viennent en contact avec le Malm et le Néocomien des synclinaux voisins. Nous citerons les dislocations les plus importantes (voir Fig. 2):

1. La dislocation occidentale, le long de laquelle le pays cristallin du Banat occidental est chevauché sur la zone paléo-mésozoïque occidentale.

Institutul Geologic al României

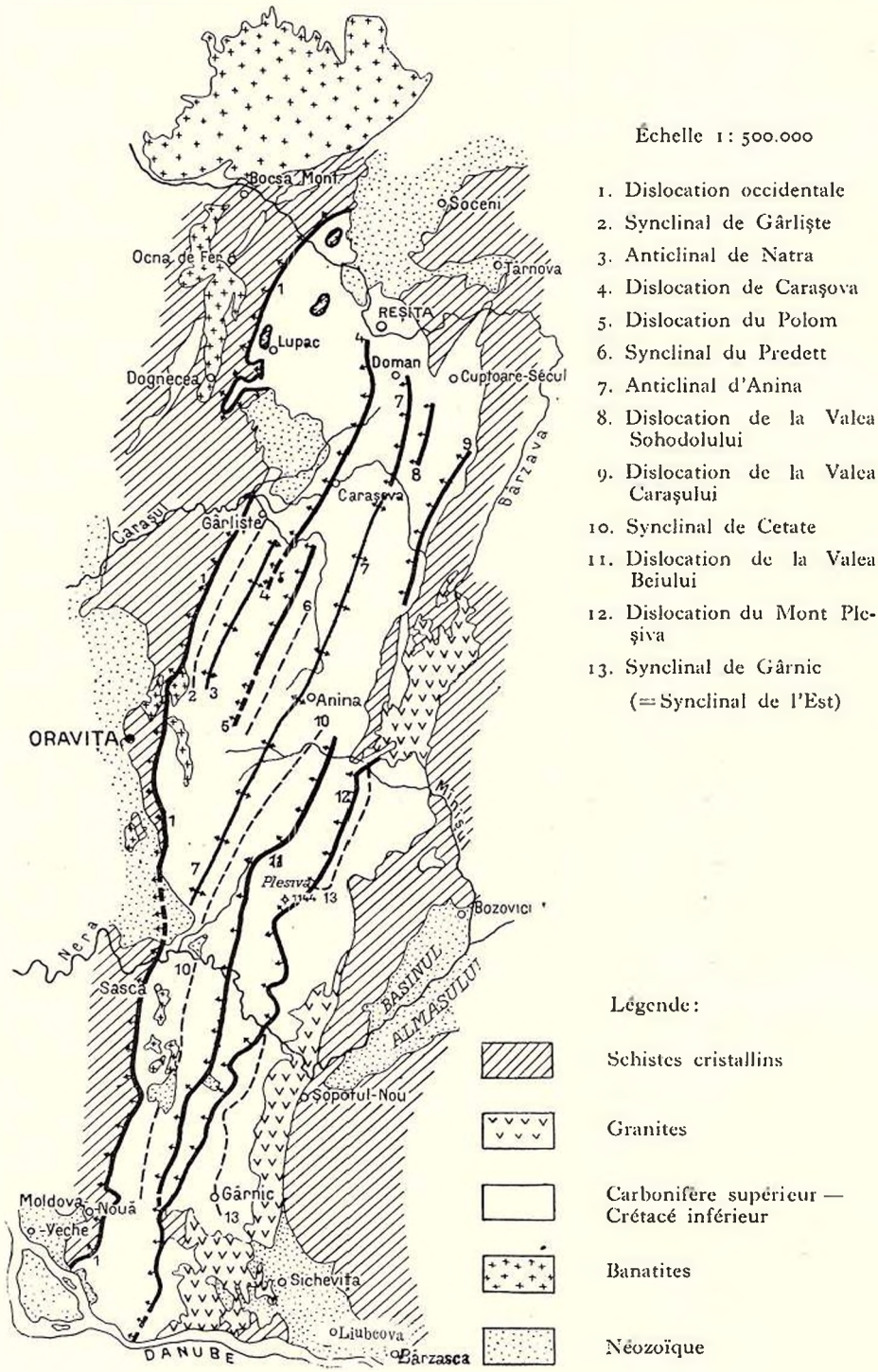


Fig. 2. Esquisse tectonique de la Zone occidentale.
(d'après Z. SCHRÉTER et les cartes géologiques du Banat).

Institutul Geologic al României

Les schistes cristallins viennent en contact avec les dépôts du Stéphanien jusqu'au Crétacé supérieur. D'après ȘT. CANTUNIARI, dans la région de Lupac—Mâniom les schistes cristallins ont formé une petite nappe de charriage dont on retrouve quelques lambeaux sur le Stéphanien. 2. La dislocation de Carașova, le long de laquelle le Stéphanien et le Permien viennent en contact avec le Malm et le Crétacé inférieur. 3. La dislocation du Polom à l'W d'Anina. 4. La dislocation de la Valea Sohodolului. 5. La dislocation de la Valea Carașului, près du bord oriental de la Zone occidentale. 6. La dislocation du Mont Pleșiva et, 7., la dislocation de la Valea Beiului sont deux lignes importantes qui se prolongent au S jusque vers le Danube. D'autres plis plus importants sont reproduits sur la Fig. 2.

La zone médiane est formée d'une bande plus mince à l'W, de Cozla à Camenița, et d'une bande plus large à l'E, allant de Svinița par Bigăr jusque vers Iablanița. Les plis de cette zone sont couchés vers l'E; ils sont parfois disloqués en écailles.

La Zone orientale est encore plus compliquée. D'ailleurs, la tectonique de ces zones n'est pas encore éclaircie.

Tout récemment les problèmes tectoniques des Carpates Méridionales sont devenus actuels, notamment après les excursions du Congrès de l'Association Carpatique du mois de septembre 1927.

D'après PIERRE TERMIER, la structure des Carpates roumaines ne peut pas être comparée à celle des Alpes. La zone cristalline — mésozoïque, qui serait une nappe du 2-e genre, sans racines, est charriée sur la zone du Flysch sur une distance qui peut atteindre même 100 km.

D'après R. STAUB, la nappe gétique serait analogue aux Grisonnides, et l'autochtone (la zone du Parâng), aux fenêtres du type Hohe Tauern et Hohe Tatra, c'est-à-dire que l'autochtone serait l'équivalent des Pennides.

Les grandes unités tectoniques des Carpates sont d'après L. KOBER les suivantes:

1. Le« Zwischengebirge » dans les Munții Apuseni.
2. La zone ostalpine (interne) qui comprend:

a) La Nappe de Hallstadt (= à la « Siebenbürgische Decke » de UHLIG), sous forme de klippes (à radiolarites et spillites) depuis Câmpulung (Bucovine) jusqu'à Brașov. La racine de cette nappe est:

b) Le géosynclinal des Munții Metalici, caractérisé par des radiolarites et des ophiolites.

c) La nappe bucovinienne d'UHLIG dans les Carpates Orientales (= à la nappe transylvaine de L. MRAZEC dans les Carpates Méridionales). Elle est formée par plusieurs séries cristallins: la série de Cozia qui reposerait sur celle de Tulgheș et celle-ci sur la série du Lotru. Les dépôts mésozoïques, non métamorphiques, de Svinița seraient ostalpins.

Institutul Geologic al României

3. La zone de Parâng [1]) appartiendrait aux Pennides et aurait la même position que les Tauern, sous la zone ostalpine.

4. La zone du Flysch est la zone externe (helvétique) des Carpates.

I. P. VOITEȘTI a comparé la tectonique des Carpates à la tectonique en nappes de charriage des Alpes. Les nappes de charriage des Carpates ont leur origine dans la poussée des masses dinariques, qui ont avancé dans la Dépression pannonienne sous forme d'un gigantesque éperon. Pendant l'orogénèse mésocrétacée, le géosynclinal carpatique a été exondé et plissé, donnant naissance aux Chaînes Daciques formées de nappes ostalpines et pennines, à savoir:

A) Nappes ostalpines:

1. La nappe transylvaine d'UHLIG (= à la nappe de Hallstadt = aux Tyrolides = à l'Oberostalpin) dans la partie W des Monts Apuseni et sous forme de lambeaux et klippes dans les Carpates Orientales et les Monts Perșani.

2. La nappe bucovinienne d'UHLIG — des conglomérats de Bucegi de VOITEȘTI (= aux Grisonides = à l'Unterostalpin), à phyllites, constitue les Carpates Orientales, les Monts Perșani, la partie N des Monts du Făgăraș et du Sebeș, la Poiana Ruscă et les îles cristallines du Banat occidental (à l'W du chevauchement d'Oravița—Moldova).

B) Nappes pennines:

3. La nappe gétique de MRAZEC et MURGOCI (= à la nappe hochtatrique = à la nappe de la Dent Blanche = aux Pennides supérieures) formée du I-er groupe cristallin de L. MRAZEC et des dépôts mésozoïques de Reșița—Moldova, de Hațeg, de Rucăr, de Brașov. Elle forme une partie des Monts de l'Almăj, les Montagnes du Semenic, les Monts du Sebeș, de Cozia, du Făgăraș et le lambeau du Mont Godeanu.

4. La nappe-écaille de Băile Herculane—Retezat de VOITEȘTI (= à la nappe du Mont-Rose) comprend les dépôts mésozoïques de Svinița jusqu'au Mont Țarcu et les massifs de granite, de gabbro et de serpentine avec les schistes cristallins qui les entourent depuis les Montagnes du Retezat jusqu'au Danube entre Cazane et Bârzasca.

5. La nappe du granite de Șușița de VOITEȘTI (= à la nappe du Grand St. Bernard = aux Pennides médianes) constituée du II-e groupe cristallin de MRAZEC, des dépôts mésozoïques de Cazane et du Mésozoïque laminé de la Valea Cernei.

6. La nappe des Portes de Fer de VOITEȘTI (= aux nappes du Simplon et du Tessin = aux Pennides inféricures) comprend les schistes cristallins entre Vârciorova et Gura Văii, qui ressemblent aux schistes cristallins du pourtour du granite d'Albești. Ils diffèrent tant des schistes cristallins du I-er groupe que de ceux du II-e groupe.

[1]) L'auteur la confond avec la nappe gétique de MURGOCI.

Institutul Geologic al României

Les paroxismes orogéniques du Tertiaire ont engendré les nappes du Flysch (= aux Helvétides) et les plis diapirs des Subcarpates.

Les lignes tectoniques mésocrétacées ont rejouées, donnant naissance aux klippes de rabotage de la région frontale des nappes.

D'après L. MRAZEC une partie du pays cristallin considéré comme alpin et en nappes dans les régions voisines de la Dépression pannonienne (une « intéride » d'après KOBER) serait antéalpine, probablement hercynienne, sinon même plus ancienne [1]).

A. STRECKEISEN confirme le chevauchement de la série cristalline du Lotru sur la série cristalline du Parâng (MURGOCI), entre lesquelles se trouve, écrasé, le « complexe sédimentaire subgétique » (Mésozoïque). La direction du chevauchement est probablement de NW à SE.

La série du Lotru est comparé à la série cristalline de la Silvretta (Oberostalpin). La série du Parâng serait l'équivalent pétrographique du cristallin de la Bernina (nappe d'Err—Sella, nappe de Bernina), tandis que le complexe sédimentaire subgétique correspondrait à la zone d'écailles d'Arosa.

Enfin O. SCHMIDT a distingué dans la partie E des Carpates Méridionales les séries cristallines suivantes:

1. La série du Parâng, autochtone;
2. La série du Lotru, charriée sur la précédente;
3. La série de Leaota avec le gneiss de Cozia à la base, poussée sur la série cristalline du Lotru;
4. La série du Făgăraș avec le gneiss de Cumpăna à la base, chevauchée sur la série cristalline de Leaota.

La bibliographie qui a servi à la composition de ce chapitre se trouve page 247.

[1]) Discours d'inauguration de la Soc. roum. de Géologie, 1930.

Institutul Geologic al României

II-ÈME PARTIE

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION OCNA DE FER—BOCȘA MONTANĂ

CHAPITRE I

LE SOUBASSEMENT CRISTALLIN[1])

Les roches les plus anciennes qui constituent le soubassement de notre région sont les schistes cristallins de la masse d'Oravița—Bocșa Montană, dont la terminaison N occupe toute l'étendue de la région. Ces schistes sont des anciennes roches métamorphiques, d'âge probablement paléozoïque, et peuvent être répartis entre deux complexes importants de schistes cristallins:

Le complexe des gneiss micacés, qui constitue la plus grande partie du soubassement cristallin, à savoir la partie située à l'W d'une ligne commençant au NE dans la Valea Trestiei, passant par le tunnel de Colțan, par le confluent de la Harca et de la Ferendia et se prolongeant jusque dans la Valea Dognecei; et

Le complexe des roches vertes, constituant la bande comprise entre la ligne nommée ci-dessus et la zone sédimentaire paléo-mésozoïque occidentale du Banat.

Du point de vue du métamorphisme régional qu'ils ont subi, ces deux complexes peuvent être comparés aux deux groupes cristallophylliens, anciens, établis par L. MRAZEC dans les Carpates Méridionales, le complexe des gneiss micacés étant comparable au I-er groupe et le complexe des roches verts au II-e groupe. Cela ne veut pas dire que les deux groupes

[1]) Les anciens auteurs n'ont accordé que très peu d'attention aux schistes cristallins. Seuls GY. HALAVÁTS et FR. SCHAFARZIK ont envisagé de plus près le problème des schistes cristallins de notre région, le premier, en vue de la carte géologique, le second, dans le but d'harmoniser la question des schistes cristallins du Banat avec les théories de MRAZEC et de MURGOCI sur la classification et la tectonique des schistes cristallins des Carpates Méridionales. HALAVÁTS et SCHAFARZIK ont classé parmi le groupe supérieur phyllitique tout le soubassement cristallin de la région Oravița—Bocșa Montană.

Institutul Geologic al României

cristallins des Carpates Méridionales soient identiques à ceux du Banat occidental, il y a au contraire des différences qui demandent à être étudiées.

I. LE COMPLEXE DES GNEISS MICACÉS

Ce complexe forme une bande se développant du NE au SW, de 1—2 km jusqu'à 6—7 km de largeur et davantage, au-delà des limites SW de la région. A l'W et au NE les schistes cristallins sont cachés par les dépôts tertiaires, au N ils sont limités par le massif banatitique de Bocșa et à l'E par le complexe des roches vertes.

Un synclinal étroit de calcaires mésozoïques se trouve pincé dans le complexe micacé depuis le village d'Ezeriș jusqu'à Cauna Nouă, partageant notre région en deux moitiés presque égales. La bande de gneiss micacés comprise entre les calcaires et le complexe des roches vertes a une structure d'écailles chevauchées vers l'E, cependant que les gneiss à l'W des calcaires ont une tectonique simple et plongent généralement sous les calcaires. De ce fait, le complexe des gneiss micacés a l'aspect d'un grand synclinal disloqué le long des calcaires et à flanc oriental en écailles. Aussi peut-on distinguer deux aspects pétrographiques dans le complexe micacé, l'un caractérisant les roches de la zone située à l'E des calcaires, la zone de Buchin, l'autre caractérisant la masse gneissique occidentale, la zone de Bocșița-Drimoxa.

Les roches de la zone de Buchin sont finement plissotées, par endroits écrasées. Elles sont caractérisées par la prédominance de la chlorite diaphtoritique et de la muscovite.

Dans la zone de Bocșița-Drimoxa, les roches ont une schistosité plane, se débitant en bancs, en plaquettes et en feuilles. Elles sont caractérisées par la présence de la biotite, en dehors de celle de la muscovite, et par des petits prismes aciculaires de tourmaline qu'on trouve assez souvent dans les roches schisteuses.

Les roches du complexe micacé ont subi un phénomène de diaphtorèse (chloritisation des biotites et des grenats, altération des oligoclases) plus accentué dans la zone de Buchin. Il paraît que les roches de cette zone dérivent de celles de la zone de Bocșița-Drimoxa par l'effet d'un faible métamorphisme dynamique épizonal. On a l'impression, en allant de l'E à l'W, de progresser de l'épizone à la mésozone, dans le sens de V. GRUBENMANN (21).

De plus, les gneiss micacés ont été métamorphisés au voisinage du massif de banatites qui a fait intrusion dans le soubassement cristallin (voir chap. V: Le métamorphisme de contact).

Le complexe des gneiss micacés est formé de paragneiss, représentant les plus anciennes roches de la région (antérieures au Stéphanien).

Institutul Geologic al României

On y rencontre encore quelques bandes minces et des lentilles d'aplites, de pegmatites et de gneiss d'injection et quelques petites lentilles d'amphibolites. Ce sont probablement des manifestations d'une masse d'orthogneiss plus profonde.

On y trouve encore, tel un bloc tectonique isolé, des cornéennes avec des filons de granite à plagioclases (Valea Moraviței) et des gneiss granitiques violacés (Valea Ferendiei), en connexion probablement avec ce granite.

A) Les paragneiss

La plus grande partie du complexe des gneiss est constituée de paragneiss, qui forment une alternance de bancs plus compacts gneissiques ou quartzitiques et de paquets plus schisteux, micacés. C'est un complexe unique dérivant d'une série sédimentaire argileuse et gréseuse; c'est la raison pour laquelle ces paragneiss sont très variables quant aux rapports quantitatifs des minéraux qui les composent; ceci explique aussi toutes les transitions qu'on peut trouver même entre les types extrêmes. A cause de cela il est très difficile de donner une classification des paragneiss. Mais en séparant les extrêmes quartzitiques d'une part et les types schisteux d'autre part, on peut aboutir à une subdivision qui s'impose d'elle-même sur le terrain:

1. Gneiss feldspathiques, dans lesquels le rôle principal est joué par les plagioclases, le quartz, les micas blancs et noirs, la chlorite et parfois le grenat.

2. Schistes micacés, de même composition, dans lesquels prédominent les micas et la chlorite; le grenat et la tourmaline peuvent devenir plus fréquents.

3. Quartzites gneissiques, quartzites et lentilles de quartz constitués en majorité de grains de quartz; le feldspath, les micas et les autres minéraux sont très réduits et peuvent même faire défaut.

Le pourcentage des minéraux de ces roches varie dans les limites suivantes:

	Plagioclases	Quartz	Micas et chlorites	Grenats	Accessoires
Gneiss feldspathiques .	15—70%	15—70%	2—33%	0—8%	0,5—5(10)%
Schistes micacés. . . .	0—8%	16—56%	(30)—65—71%	0—10%	0—8%
Quartzites gneissiques .	8—15%	75—80%	9—10%	—	1—3%
» purs	—	99—100%	—	—	0—1%

Les dimensions des minéraux varient de 2 mm (porphyroblastes) à 0,01 mm, les dimensions moyennes étant de 1—0,1 mm.

Nous avons distingué plus haut deux types de gneiss micacés correspondant à deux zones tectoniques dans le complexe des gneiss. Sous le microscope on peut constater généralement que la chlorite est plus fréquente

Institutul Geologic al României

que la biotite dans les roches du type de Buchin et le contraire dans le type de Bocșița-Drimoxa.

1. GNEISS FELDSPATHIQUES

Ce sont les roches les plus fréquentes du complexe des gneiss micacés. Il y a toute une gamme de gneiss feldspathiques à passages insensibles des uns aux autres. On trouve très souvent des gneiss noduleux à porphyroblastes d'albite, caractérisés par de petits grains blancs d'albite (2 mm et moins) qui donnent à la roche une texture lenticulaire et une schistosité noduleuse. Si les grains deviennent plus petits, les gneiss sont compacts et sans nodules. Si le plagioclase est un oligoclase, alors c'est un gneiss à oligoclase.

De même, d'après la quantité de micas et de quartz on peut distinguer des gneiss micacés schisteux passant aux schistes micacés, des gneiss feldspathiques contenant peu de micas, des gneiss quartzitiques.

Si les dimensions des minéraux sont plus petites que 0,5 mm, les gneiss deviennent très fins, presque phylliteux.

La structure microscopique de ces gneiss est granoblastique, plus ou moins lépidoblastique d'après la teneur en micas. On remarque toutes les transitions entre les types à porphyroblastes d'albite et les types qui en sont dépourvus.

La texture chez les types hétéroblastiques est schisteuse-œillée ou noduleuse, chez les autres types elle est schisteuse-plane. La schistosité est marquée par les lamelles de micas qui enveloppent les nodules de plagioclases et séparent les lits de quartz et de plagioclase. Les micas forment des bandes continues ou des lamelles isolées, mais orientées sur des lignes parallèles. Le quartz aussi peut marquer la schistosité quand il est en plaquettes parallèles à celle-ci ou quand ses grains sont disposés en minces lits parallèles.

La composition minéralogique des gneiss feldspathiques est la suivante [1]): quartz 20—60%; plagioclase acide 15—53%; muscovite et séricite, biotite, chlorite, clinochlore 8—25%; grenat 0—8%; magnétite, tourmaline, apatite, zircon, titanite, rutile (sagénite), pyrite 1—4%; épidote, rare.

Il faut souligner l'absence totale des feldspaths potassiques. Quand on les rencontre très rarement, ils sont toujours infiltrés le long des fissures en quantité négligeable.

Dimensions des minéraux en mm: porphyroblastes d'albite 2,25 : 2—0,6 : 0,3; micas 1,7 : 0,15—0,14 : 0,03; tourmaline 10 : 0,5—1,5 : 0,3; grains 0,5—0,3—0,01.

[1]) Moyenne de 25 coupes: quartz 45,5%, plagioclase 35%, muscovite 7,5%, biotite et chlorite 8,5%, grenat 1,5%, accessoires 2%. Pourcentages extrêmes, voir pg. 292.

Institutul Geologic al României

Le minéral le plus fréquent est le quartz. Les grains de forme polygonale ou allongée ont des contours plutôt simples et des extinctions plus ou moins onduleuses.

Les plagioclases sont représentés par l'oligoclase et par l'albite.

On rencontre l'oligoclase dans quelques rares gneiss à oligoclase, tant comme porphyroblastes, que comme petits grains allongés, mais dans la majorité des paragneiss on le retrouve sous la forme de taches irrégulières sur le bord des porphyroblastes d'albite. Il est rarement maclé et présente un aspect trouble, à cause des paillettes de séricite et des impuretés dont les traînées font ressortir les clivages. Il n'est point pœcilitique.

L'albite constitue les nodules ovales et frais des gneiss à porphyroblastes feldspathiques. Elle est plus biréfringente, mais moins réfringente que l'oligoclase. On remarque des macles simples, exclusivement d'après la loi de l'albite. Habituellement l'albite n'est pas maclée; elle est criblée de grains de quartz et d'autres minéraux (pœcilitique).

L'albite s'est formée aux dépens de l'oligoclase. Dans les gneiss à oligoclase et dans ceux dépourvus de porphyroblastes feldspathiques, on peut observer les diverses étapes de la formation des nodules d'albite. La substance albitique fraîche forme des taches irrégulières à orientation optique unitaire, entrelaçant les futures inclusions de quartz et formant des macles simples par-dessus les inclusions. Les taches albitiques s'accroissent rapidement, remplaçant l'intérieur des oligoclases, de sorte que ceux-ci ne se rencontrent dans la majorité des paragneiss que comme taches et enveloppes troubles, dans la périphérie des albites fraîches. On voit quelquefois des porphyroblastes ovales d'albite au milieu d'un oligoclase plus allongé. Les micas et les chlorites traversent l'oligoclase mais s'arrêtent là où se présente l'albite; celle-ci s'est développée le plus souvent transversalement sur la schistosité, écartant en quelque sorte les couches de micas et de chlorite qui contournent les albites sans les pénétrer. Toutes les apparences militent en faveur de la néoformation des albites aux dépens des oligoclases plus vieux, probablement par la décalcification de ces derniers, combinée avec un apport éventuel de Na_2O; ce sont des phénomènes de dissociation et de métasomatisme qui concourent à la création d'équilibres chimiques plus stables dans les nouvelles conditions [1]).

Les porphyroblastes d'albite sont presque toujours criblés d'inclusions de quartz, mica, grenat, épidote, apatite, minerai, rutile (Pl. I, Fig. 3). Les inclusions sont parfois orientées soit parallèlement à la schistosité, comme dans les gneiss du type Bocșița-Drimoxa, soit discordantes à celle-ci,

[1]) Les schistes à porphyroblastes d'albite ont été décrits par V. M. GOLDSCHMIDT (20) en Norvège (Stavanger), par L. MRAZEC (42), M. REINHARD (55, 56) et M. SAVUL (An. Inst. Geol. Rom. XII) dans les Carpates, par A. STRECKEISEN (72) dans les Alpes.

Institutul Geologic al României

phénomène plus fréquent dans les gneiss plissotés du type Buchin et qui suppose une rotation du porphyroblaste.

Les micas et les chlorites forment des lits (0,3 — 0,7 mm) faiblement ondulés à cause des porphyroblastes d'albite (gneiss du type Bocșița-Drimoxa), ou bien elles s'amassent en traînées irrégulièrement plissotées (gneiss du type Buchin). Il y a des roches plus riches en biotite ou en chlorite, comme il y en a d'autres plutôt muscovitiques. D'habitude ces minéraux sont toujours associés.

La biotite est brune à pléochroïsme: $n\alpha$ jaune-paille, $n\gamma$ brun-rouge ou brun foncé nuance olive. Elle contient de petites auréoles pléochroïques qu'on retrouve dans les chlorites, qui se sont formées aux dépens des biotites. Les chlorites sont verdâtres. Ce sont des pennines, rarement des clinochlores. La muscovite est tantôt uniaxe, tantôt biaxe à angle des axes optiques variable.

Parmi les accessoires, le grenat est presque toujours présent en petits cristaux idiomorphes. Il est parfois totalement chloritisé. Les petits prismes aciculaires de tourmaline à couleurs verdâtres, bleuâtres, brunâtres, caractérisent les schistes de la zone de Bocșița-Drimoxa.

2. SCHISTES MICACÉS

Il y a alternance et passage insensible des gneiss feldspatiques aux schistes micacés.

On distingue plusieurs variétés que nous décrirons ci-après.

a) Schistes muscovito-chloritiques à grenats

Ces roches sont fréquentes dans la zone de Buchin. Elles sont plissées et brisées entre les écailles et les lentilles plus compactes des gneiss. Leur couleur gris-vert provient des lamelles vertes de chlorite et des lamelles blanchâtres de muscovites qui revêtent les surfaces de schistosité. On aperçoit des nodules de quartz et des taches rouillées d'hydrates de fer.

Au microscope on décèle une masse granoblastique de quartz (0,3 — 0,1 mm), coupée de lits lépidoblastiques de muscovite et de chlorite (1,0 : 0,3 — 0,5 : 0,05 mm). La texture est schisteuse-plissotée.

Composition minéralogique: quartz 56%, muscovite 20%, chlorite 10%, grenat 10%, biotite olive 1,5%, plagioclase acide 1%, magnétite et limonite 1,5%. A remarquer l'abondance des grains idiomorphes de grenat (0,8—0,15 mm) et la rareté des plagioclases (1,1 : 0,7 mm).

b) Schistes muscovito-biotitiques à tourmaline

Ce sont des roches très schisteuses, d'un gris violacé, montrant en cassure transversale quelques nodules blancs feldspathiques. Sur les

Institutul Geologic al României

surfaces principales de clivage on trouve fréquemment des tourmalines. Ces schistes sont plus abondants parmi les gneiss du type Bocșița-Drimoxa. Ils ont une structure lépidoblastique et une texture schisteuse, plane ou plissotée (hélicitique).

Composition minéralogique: muscovite (et séricite) 50%, biotite 21%, quartz 16%, plagioclase acide 8%, tourmaline 3%, magnétite, pyrite, rutile et apatite 2%. Dimensions en mm: 1,1—0,15—0,01.

Les micas sont associés en bandes plissées à lamelles ployées, ce qui leur donne une extinction onduleuse. Ils cachent le fond de quartz en mosaïque et à petits porphyroblastes de plagioclase séricitisé. La tourmaline en petits prismes pléochroïques (gris-bleu-verdâtre et incolore) est très fréquente.

c) **Schiste muscovitique à chloritoïde et à porphyroblastes de chlorite et de grenat**

Sur le Cracul Clement, entre les vallées de la Ferendia et de la Moravița (voir la carte géologique), on trouve des roches gris-vertes, finement schisteuses, à lamelles isolées de chlorite (jusqu'à 2 mm) et à nombreux petits nodules de grenats (0,7—0,15 mm).

Au microscope on reconnaît une structure porphyroblastique-lépidoblastique et une texture parallèle.

Composition minéralogique: muscovite 60%, quartz 20%, grenat 10%, chlorite 5%, chloritoïde 3%, magnétite 2%, zircon rare. Dimensions en mm: muscovite 0,2 : 0,05; quartz 0,3—0,1; chloritoïde 0,2 : 0,15—0,02 : 0,013.

Le fond de la roche est formé par un tissu muscovitique, dont les mailles sont les grains de quartz. Sur ce fond se détachent les porphyroblastes de chlorite et de grenat criblés d'inclusions. La chlorite contient des auréoles pléochroïques prononcées autour du zircon. Elle provient de la biotite par diaphtorèse. Les grenats isotropes sont en voie de chloritisation et de limonitisation.

En outre on y trouve de nombreux petits grains, ovales ou allongés, d'un minéral biaxe à peine pléochroïque, n'α bleu très pâle, n'γ incolore, ayant toutes les caractères optiques du chloritoïde: réfringence voisine de celle du grenat, 2V = approx. 60°, signe optique positif, extinction oblique (0°—17°), biréfringence moyenne, dispersion forte $\varrho > v$.

d) **Schiste muscovitique à porphyroblastes de clinochlore et de plagioclase**

Sur un affluent supérieur de la Valea Măgurii (voir carte géologique) affleurent des schistes satinés gris-noirâtres, finement noduleux, enduits de croûtes d'oxydes de fer, très semblables aux schistes précédents.

Le microscope nous montre un fond lépidoblastique de muscovite et de quartz, sur lequel se détachent les porphyroblastes de clinochlore et de

Institutul Geologic al României

plagioclase. La texture est parallèle-noduleuse, parfois hélicitique. On y observe des plans de translation parallèles à la schistosité et provenant de l'étirement de petits plis.

Composition minéralogique: muscovite 55%, quartz 20%, clinochlore 8%, plagioclase acide 8%, biotite 5%, rutile, magnétite, pyrite, tourmaline et grenat 4%. Dimensions en mm: clinochlore 2,5 : 0,55—0,55 : 0,2; plagioclase 0,9—0,3; quartz 0,2—0,01; muscovite 0,06 : 0,02.

Les porphyroblastes de clinochlore peuvent avoir toutes les positions par rapport à la schistosité, subissant des torsions qu'on peut déchiffrer dans les traînées de poussières qu'ils renferment. Ces traînées marquent des lignes en forme de *S* détendu qui se continuent dans la direction des lits micacés enveloppant les porphyroblastes. Cette continuité entre les lignes intérieures (s_i) et les lignes extérieures (s_e) et la forme en *S* des premières, nous démontrent la progression graduelle des mouvements de translation pendant lesquels les cristaux de clinochlore s'agrandissaient et se roulaient simultanément (22 pg. 467 et suiv., 76 pg. 304—305). Dans les vides ouverts pendant la torsion se sont formées des « auréoles de distension » (Streckungshöfe, 22 pg. 171—172), remplies de grains de quartz, de clinochlore et de minerais de néoformation.

Les porphyroblastes de plagioclase, bourrés d'inclusions de poussières opaques et traversés par des traînées hélicitiques de séricite, montrent aussi des lignes analogues, témoins des torsions subies par le feldspath.

Dans le fond de muscovite et de quartz, rempli de poussière de minerai et de baguettes de rutile, se trouvent de petites biotites rebroussées par rapport à la schistosité. Cette roche est évidemment polymétamorphique.

3. QUARTZITES GNEISSIQUES, QUARTZITES ET LENTILLES DE QUARTZ

Ces roches, en bancs compacts, de couleurs claires, ont tantôt une texture parallèle, tantôt une texture massive. Par formation de nodules feldspathiques elles passent aux paragneiss. D'autre part, on trouve fréquemment des lentilles formées exclusivement de quartz.

La structure de ces roches est granoblastique équigranulaire. Les lamelles de muscovite et de chlorite, quand elles existent, impriment une faible texture parallèle au fond de quartz dépourvu d'orientation.

Composition minéralogique: quartz 75—100%, plagioclase acide 0—15%, muscovite, biotite et chlorite 0—10%, zircon, apatite, pyrite et magnétite 0—3%. Dimensions en mm: 0,5—0,1.

Les grains de quartz sont isométriques, polygonaux ou faiblement arrondis, clairs et sans extinction onduleuse. Les plagioclases albitiques

Institutul Geologic al României

sont irréguliers, déchiquetés et pleins d'impuretés. Ils sont associés à des paillettes de biotite, de chlorite et de séricite.

Ces roches sont des grès métamorphiques.

B) Les aplites, les pegmatites et les gneiss d'injection

Entre les paragneiss on rencontre des bandes et des lentilles de roches d'origine aplitique et pegmatitique, associées à des gneiss d'injection parfois œillés. Ce sont certainement les apophyses et les injections d'une masse éruptive à l'état d'orthogneiss, logée dans les profondeurs du soubassement, ce qui expliquerait aussi la présence des tourmalines dans les schistes du type Bocșița-Drimoxa. Mais ces roches jouent un rôle assez faible par rapport au développement qu'ont les paragneiss dans la région. Ce sont des bandes et des zones de quelques mètres, ou de quelques dizaines de mètres, parfois de 100—200 m de largeur, qu'on peut suivre sur de courtes distances.

Une bande de gneiss aplitique s'allonge près du flanc W de la zone des calcaires. Une autre, caractérisée par de jolis gneiss d'injection, s'étend de Tâlva Drenii jusqu'à Bocșa Nouă (Pl. IV, Fig. 1) et se retrouve dans le cours supérieur de la Bocșița. Les autres affleurements sont négligeables.

Nous décrirons d'une part les aplites et les pegmatites et d'autre part les gneiss d'injection.

1. APLITES ET PEGMATITES

Ce sont des gneiss feldspathiques, blancs, gris, rosés ou verdâtres, habituellement schisteux, parfois massifs et constitués de feldspath, de quartz et de peu de micas. La couleur claire, l'aspect feldspathique et la pauvreté des micas les distinguent des paragneiss feldspathiques avec lesquels on pourrait les confondre sur le terrain.

On rencontre: des aplites albitiques à microcline, formées de feldspath potassique, d'albite et de quartz, qui passent à des aplites albitiques par la disparition du feldspath potassique; si l'albite prédomine, la roche devient une albitite; on trouve aussi des pegmatites à oligoclase et des gneiss aplitiques séricitisés.

a) Aplites albitiques à microcline

Ce sont les roches les plus communes des bandes de gneiss aplitiques. Elles sont schisteuses, blanches ou gris-vertes et présentent des lits de quartz et de feldspath de 1—2 mm, enveloppés de membranes argentées de micas.

Structure: granoblastique, parfois faiblement porphyroïde. Texture: schisteuse-glanduleuse, quelquefois pegmatoïde.

Institutul Geologic al României

Composition minéralogique[1]): albite 25—60%, feldspath potassique 10—35%, quartz 15—46%, muscovite (et séricite) 0—7,5%, chlorite 0—5%, épidote, magnétite, apatite, titanite et zircon 0,5—6%. Dimensions en mm: porphyroblastes de microcline et d'albite 1,5:0,4 (parfois jusqu'à 10 mm); grains du fond 0,6:0,3—0,1:0,05.

Le feldspath potassique forme des lentilles et des granules frais. C'est parfois du microcline avec sa macle caractéristique. Les grandes plages de microcline sont habituellement bourrées d'inclusions d'albite, filonnets ou grains, de telle sorte que le feldspath potassique peut être complètement albitisé dans les aplites albitiques. On trouve aussi d'autres inclusions dans le microcline: du quartz, de la muscovite, de la myrmékite et des infiltrations d'épidote et de chlorite.

L'albite est en grains irréguliers, rarement maclés, ou en porphyroblastes. Ceux-ci présentent la macle simple de l'albite. Les cristaux d'albite sont souvent entourés d'une zone marginale troublée par un pigment indéterminable et par des inclusions de séricite et de quartz. Cette zone est nettement délimitée du centre limpide du cristal, mais le contour extérieur est irrégulièrement lobé.

Le quartz allongé, à contour denté, a une extinction onduleuse. La muscovite, parfois uniaxe, et la pennine négative marquent les plans de schistosité. Elles sont entassées dans les plans de translation, quand la roche est un peu brisée. Des filonnets d'épidote, de chlorite et de quartz traversent les minéraux.

La bande de gneiss aplitiques qui accompagne la zone des calcaires est disloquée dans l'Ogașul Buchin. Au microscope on voit des lignes de broyage à minéraux brisés, entourés de produits de trituration.

b) Gneiss aplitiques séricitisés

Dans l'Ogașul Buchin, entre les masses calcaires (voir carte spéciale des environs de Colțan, Pl. VIII) on rencontre une aplite schisteuse, gris-jaune, qui nous offre au microscope une structure porphyroblastique (l'orthose) et une texture parallèle-glanduleuse. Elle est constituée d'orthose, de quartz, de muscovite et 30—40% de séricite formée aux dépens des feldspaths traversés par un réseau de séricite.

Un autre gneiss aplitique, à feldspaths complètement séricitisés, affleure dans la petite carrière à gauche du barrage de la Ferendia (« La zid »).

A remarquer que cette séricitisation intense ne se retrouve plus dans les autres gneiss aplitiques. On l'observe dans le granite à plagioclases de la Valea Moraviței.

[1]) Composition moyenne: albite 37%, feldspath potassique 23%, quartz 33%, muscovite 2,5%. chlorite 2% accessoires 2,5%.

Institutul Geologic al României

c) Aplites albitiques

Elles forment les bancs aplitiques blancs et sériciteux, à texture parallèle, affleurant dans le vallon de Dealovăț (cote 330) et cités déjà par Fr. Schafarzik (65, pg. 205). Il y a encore d'autres affleurements insignifiants.

Leur structure est granoblastique-aplitique, parfois pegmatoïde; leur texture est faiblement orientée.

Composition minéralogique: albite 48—55%, quartz 40—45%, chlorite 0—8%, muscovite 0—4%, apatite, titanite et poussière opaque 0,5—1%. Dimensions en mm: porphyroblastes 3:1,2; grains du fond 0,6—0,05.

Au microscope cette roche présente un aspect semblable à celui des aplites à microcline non broyées. Les minéraux principaux sont les mêmes, sauf le microcline qui a disparu. L'albite, à contours arrondis, est fraîche et dépourvue des zones marginales troubles. Le quartz est presque polygonal. Les lamelles de muscovite marquent une faible orientation dans la roche. Une pennine négative à auréoles pléochroiques, de provenance biotitique, se trouve dans quelques roches; la muscovite fait alors défaut.

d) Albitites

Dans l'Ogașul cu Bureți et dans l'Ogașul Merciug, aux points marqués sur la carte géologique, on rencontre des lentilles d'une roche blanche, grise, ou bien foncée, formée en majorité d'albite (90—94%) et de très peu de muscovite, séricite, chlorite, biotite, magnétite, apatite, zircon, rutile, épidote et quartz. Dimensions en mm: 1,5:1,2; 0,6—0,025.

La structure est granoblastique, parfois équigranulaire, parfois inéquigranulaire, de grands individus alternant avec des parties microgranuleuses. L'engrenage des minéraux est irrégulier, denté, rappelant parfois les structures granophyriques de quelque pâte porphyrique. La texture n'est point orientée.

L'albite présente rarement des lamelles de macle interrompus. Tous les autres minéraux sont inclus dans l'albite. Parfois des agrégations fines de séricite se forment aux dépens de l'albite.

Dans ces agrégats, dans la roche blanche, se trouvent des muscovites, dans les autres il y a de la chlorite et de la biotite verte.

e) Pegmatites à oligoclase

Ce sont des lentilles et filonnets qu'on peut voir au confluent du Dealovăț et de la Brânduşa [1]) et dans les cascades du grand coude de Valea Măgurii. La pegmatite coupe les gneiss et les amphibolites.

[1]) Cités par Fr. Schafarzik (65, pg. 205).

Institutul Geologic al României

Dans une masse blanche feldspathique on voit quelques grains de quartz et des paillettes chloritiques. La structure ressemble à la structure graphique et la texture est pegmatoïde.

Composition minéralogique: oligoclase 85—90%, quartz 10—9%, chlorite 4—0,5%, magnétite, titanite, épidote, zircon et muscovite 1—0,5%. Dimensions en mm: 3—0,5—0,03 (diamètre).

L'oligoclase à 15—25% d'An, présente de fines maclations polysynthétiques d'après *p* (001) et des maclations simples d'après n'*a*. Il est troublé par une fine poussière qui fait ressortir les lignes de clivage. Les grandes plages d'oligoclase à contours irréguliers sont percées de grains de quartz anguleux, parfois vermiculés et arrondis. Les chlorites contiennent des auréoles pléochroïques.

2. LES GNEISS D'INJECTION

Dans la zone de Bocșa Nouă et dans la bande près du flanc W des calcaires (Ogașul Crivan, Valea Moraviței), on voit de jolis gneiss glandulaires avec des « yeux » d'orthose de quelques centimètres. Quand ceux-ci font défaut, alors les gneiss d'injection offrent un aspect rubané-linéaire, déterminé par l'alternance des lits clairs (1—5 mm) de feldspath et de quartz, avec des bandes foncées de biotite et de chlorite. On peut détacher des plaquettes à surface légèrement ondulée, tachetée de blanc, de rouille, de noir, etc., d'après les minéraux qui prédominent localement. Sur le terrain ces plaques se distinguent nettement des plaques noduleuses et micacées des paragneiss.

Ces roches sont très variées, tant comme structure et texture que comme composition minéralogique, ce qui caractérise d'ailleurs les gneiss d'injection. La structure est granoblastique. La texture parallèle devient tantôt œillée, à cause des porphyroblastes d'orthose ou des lentilles de quartz, tantôt rubanée, quand les minéraux à dimensions peu variables (0,45:0,3—0,1:0,1) sont disposés en lits alternants. Les dimensions des porphyroblastes d'orthose varient de quelques cm à 0,9:0,5 mm.

Composition minéralogique: orthose 1—45%, plagioclase 8—65%, quartz 20—50%, biotite et chlorite 4—12%, muscovite 0—7%, grenat, magnétite, pyrite, apatite, zircon, épidote, titanite et tourmaline 0—4%.

L'orthose est microperthitique, fraîche, rarement maclée. Elle forme des porphyroblastes, de petits grains, et parfois elle s'infiltre comme un réseau entre les plagioclases. On trouve aussi le microcline.

Dans les roches de Bocșa Nouă le plagioclase est un oligoclase trouble, séricitеux, isométrique à 26—35% d'An, maclé ou non d'après la loi de l'albite et la loi de la péricline. Il forme des lits presque exclusivement oligoclasiques. Dans les autres gneiss d'injection, le plagioclase, très petit et trouble, est difficile à étudier.

Institutul Geologic al României

Le quartz à contours simples ou dentés, à extinction roulante ou non, forme à lui seul des lits ou bien se trouve mélangé aux autres minéraux.

La biotite fortement pléochroïque, brun foncé—jaune pâle, est disposée en bandes parallèles auxquelles s'associe la magnétite. Cette biotite est caractéristique pour les gneiss d'injection de Bocșa Nouă. Elle s'est formée très probablement sous l'influence du contact des banatites. Les autres gneiss d'injection contiennent aussi de la chlorite et de la muscovite.

C) Les amphibolites

De petites lentilles d'amphibolite sont interstratifiées dans le complexe gneissique. Leurs dimensions ne dépassant guère quelques mètres, elles avaient échappé jusqu'ici à l'observation. Les affleurements principaux s'échelonnent parallèlement au synclinal des calcaires, coïncidant avec la bande des gneiss aplitiques. Cette coïncidence n'est pas fortuite, car il est très probable que les amphibolites ne sont que les apophyses basiques de la même masse éruptive qui a engendré les aplites et les pegmatites gneissiques.

Le type prédominant est l'amphibolite à zoïsite. Les autres types ne contiennent pas de zoïsite, mais sont riches en biotite et chlorite. D'autres ont une structure éclogitique (Bocșa Nouă) ou bien sont des para-amphibolites (W tunnel de Colțan).

a) Amphibolites à zoïsite

Les amphibolites les plus répandues sont des roches compactes de couleur gris-vert ou vert-foncé. Dans la masse amphibolique, parfois orientée, on décèle une substance blanche feldspathique et des grains rouillés de minerai. La périphérie des lentilles est riche en biotite et la roche devient plus schisteuse.

Au microscope les roches présentent une structure diorito-gabbroïde à prismes presque idiomorphes de hornblende, entre lesquels se trouvent les plages feldspathiques qui renferment tous les autres minéraux. La texture est divergente, rappelant la texture ophitique-diabasique.

Composition minéralogique [1]): hornblende actinolitique 40—63%, zoïsite et peu de clinozoïsite 10—25%, chlorite et peu de biotite 5—8%, oligoclase 13—25%, quartz 0—5%, grenat 0—1%, rutile, titanite, magnétite et pyrrhotine 1—3%, calcite 0—2%. Dimensions en mm: hornblende et zoïsite 2,5 : 0,45—0,2 : 0,06; chlorite 0,45 : 0,07—0,06 : 0,02; autres minéraux 0,25 : 0,15—0,025 : 0,025.

[1]) Composition moyenne: actinolite 54,5, zoïsite 16,6%, chlorite 6,3%, oligoclase 17,7%, quartz 1,7%, grenat 0,3%, accessoires 2%, calcite 0,7.

Institutul Geologic al României

La hornblende actinolitique, de couleur vert pâle, plus prononcée aux bords, et à peine pléochroïque: n'α jaunâtre n'γ bleuâtre, forme des prismes aux contours irréguliers. Elle contient des inclusions de grenat, de rutile, de titanite, de biotite, de chlorite, de feldspath.

La zoïsite est en cristaux prismatiques très fissurés ou en petites baguettes arquées. On rencontre les deux variétés de zoïsite α et β séparées, mais il y a aussi des cristaux à angle des axes optiques presque nul, et alors les deux variétés sont réunies en un seul cristal. Les zoïsites subissent des transformations qui produisent des agrégats parfois troubles et difficile à démêler, parfois limpides et formés d'actinolite, de chlorite, de plagioclase, de clinozoïsite et de restes de zoïsite.

Le plagioclase est un oligoclase à 25% d'An. Il est frais et occupe les places libres entre amphiboles et zoïsites. La chlorite (clinochlore et pennine positive) de provenance biotitique est incluse dans les hornblendes. Le rutile, en amas de granules ovoïdales jaunes, est assez abondant.

b) Amphibolites à biotite et chlorite

Ces roches de couleur foncée, verdâtre ou gris-vert, ont une structure tantôt nématoblastique, tantôt diablastique sur un fond grenu, à texture correspondante parallèle, resp. non orientée. Ce sont les amphibolites qui affleurent dans les vallons de la Drimoxa.

Composition minéralogique: amphibole 45—30%, oligoclase 18—40%, biotite 17—0%, chlorite 0—18%, quartz 7—0%, clinozoïsite 1—0%, grenat (dans les feldspths) 3—0%, magnétite 5—6%, titanite 4%, zircon rare, apatite et calcite 0—2%. Dimensions en mm: amphibole et plagioclase 0,84: 0,35—0,15: 0,05; le reste 0,5—0,02.

L'amphibole est la même que celle des roches précédentes. Dans la roche de Drimoxa dreaptă elle est fibreuse. L'oligoclase trouble et non maclé contient tous les autres minéraux. La biotite pléochroïque, jaune paille—brun jaunâtre, est en lamelles ou bien en agrégations inextricables pseudomorphosant les amphiboles. La chlorite est une pennine.

c) Amphibolites biotitisées et chloritisées

Dans les amphibolites précédentes les hornblendes étaient parfois remplacées par des agrégations feutrées de biotite blonde. Quand le phénomène est plus avancé, les amphiboles peuvent disparaître complètement et alors c'est la structure et la texture microscopique qui nous aident à déchiffrer ces roches profondément transformées.

La hornblende est remplacée soit par une seule lamelle de pennine négative, à couleurs de biréfringence bleuâtres, bourrée de rutile, de titanite et de calcite (Ogașul Drăgan, branche droite), soit par une pseudomorphose

Institutul Geologic al României

de chlorite, de biotite très pâle et de calcite (ibidem, branche gauche). Ou bien la coupe ne nous offre qu'une écume de biotite blonde qui laisse à peine entrevoir le fond feldspathique, dans lequel on reconnaît les formes des amphiboles substituées par les pseudomorphoses biotitiques ou par un minéral chloritique négatif, aux couleurs de polarisation blanchâtres (confluent de Drimoxa stângă avec son affluent principal).

Dans le premier cas, la roche a été une amphibolite à biotite et chlorite; dans le second, une amphibolite à zoïsite, dont la structure est encore évidente et qui contient du clinochlore. Le troisième cas est celui d'une roche compacte, brune, dans laquelle on ne peut plus deviner la nature de l'amphibolite primordiale.

Les pseudomorphoses forment quelque 60—70% de la roche.

d) Biotitite

Les bords des lentilles d'amphibolite sont parfois très riches en biotites, de sorte que l'amphibolite est remplacée par un agrégat foncé de biotite, une vraie biotitite.

Un échantillon provenant de la cascade de la Valea Măgurii contient: biotite blonde 80—85% ($n\alpha$ incolore, $n\beta$ jaune brunâtre, $n\gamma$ brun clair), pennine négative de provenance biotitique 5—10%, clinozoïsite (pour partie zoïsite) 4%, titanite 4%, apatite 2%, restes feldspathiques. Dimensions moyennes: 0,5—0,25 mm.

O. A. Broch (8, pg. 133—134 et suiv.) décrit des amphibolites aux bords biotitisés, près d'Oslo. La biotite s'est formée aux dépens de l'amphibole par apport de potasse, qui s'est substitué au calcium. Celui-ci est entré dans les plagioclases (resp. épidote, calcite).

e) Amphibolite à structure éclogitique

Dans les schistes cristallins à l'E des ruines de Bocșa, se trouvent des blocs d'une roche de couleur gris-vert foncé, à petites taches claires et rondes, d'un diamètre de 1—2 mm, ayant une faible texture parallèle.

Au microscope on remarque une texture centrée et une structure granoblastique semblable à celle des cornéennes (Pl. I. Fig. 1).

Composition minéralogique: hornblende verte 61%, plagioclase 35%, magnétite 2%, apatite et titanite 1%, épidote 1%. Dimensions en mm: porphyroblastes 1,1:0,45; grains du fond 0,14—0,05.

La hornblende verte ($n'\gamma$ vert-olive-bleu, $n\alpha$ jaune verdâtre) est en petits porphyroblastes et en granules prismatiques courts, à contours arrondis. Le plagioclase est une andésine, en petits grains isométriques, zonés et maclés. L'épidote est hydrothermal.

La texture de la roche est déterminée par les nombreux nodules carrés hexagonaux, pentagonaux ou ovales (1—3 mm) dont le centre formé de

Institutul Geologic al României

plagioclase et de petites hornblendes est entouré d'un liséré feldspathique. Les espaces entre les nodules sont bourrés de hornblendes, le feldpath étant plus réduit.

La texture centrée et la composition des nodules nous font croire que la roche doit être d'origine éclogitique. Les nodules ont été des grenats.

Cette roche a été probablement soumise à l'action métamorphisante des banatites, à en juger d'après la structure granoblastique semblable à celle des cornéennes.

f) Amphibolite à nodules de plagioclases

Entre le tunnel de Colțan et le vallon dit Ogașul Vârtop se trouve, interstratifiée dans les paragneiss, une roche vert foncé à structure nématoblastique et à texture schisteuse-noduleuse, composée de: hornblende vert-bleue 68%, albite et d'un peu d'oligoclase 9%, biotite brun-olive 6%, quartz 5%, chlorite 5%, titanite 3%, grenat 2%, calcite 2% et clinozoïsite-épidote rare. Dimensions en mm: nodules 1—0,5; hornblende 0,45:0,04.

Les prismes minces de hornblende s'entassent parallèlement en gros lits percés par les grains polygonaux (0,3—0,15 mm) de quartz et de plagioclase. Les albites forment des nodules criblés de grenat, de hornblende, de biotite, de titanite. Cette structure rappelle les paragneiss noduleux. La roche est d'origine sédimentaire.

D) Les gneiss granitiques violacés de la Valea Ferendiei et de l'Ogașul Tomii

Autour de l'apophyse banatitique de la vallée de la Ferendia se trouvent des gneiss schisteux, gris-violets et gris, qui diffèrent tant des autres gneiss de la région, que des gneiss métamorphisés au contact du massif de banatites. Ils sont constitués d'une alternance de lits grenues et de lits schisteux.

Les lits grenus ont une structure granoblastique et une texture massive, caractérisées par les individus isométriques (4,5—0,8—0,3 mm) de quartz et de plagioclases, parfois en jolies associations micropegmatitiques, par les rosettes de muscovites et par les paillettes de biotite rouge-pâle ou de chlorite, aux fortes auréoles pléochroïques: ce sont de vrais aspects granitiques. Dimensions des micas 0,4—0,15 mm.

Les lits schisteux qui déterminent la texture parallèle de la roche sont formés de paillettes très fines de micas blancs et blonds. On y trouve quelques rares granules de corindon et d'andalousite et quelques auréoles jaunes (cordiérite pinitisée), produits par le métamorphisme de contact des banatites. Dimensions: 0,01—0,02 mm.

Institutul Geologic al României

Composition minéralogique: quartz 30—60%, plagioclase 13—40%, muscovite 12—30%, biotite et chlorite 1,5—25%, pyrite, magnétite, rutile, zircon, corindon, andalousite et apatite 2—6,5%.

Les plagioclases peuvent être maclés ou non. Ils sont tantôt homogènes à 8—10% d'An, tantôt à structure zonée (centre 35% d'An, zone externe 16% d'An).

Les associations micropegmatitiques, les plagioclases à structure zonée et les biotites rouge pâle à fortes auréoles pléochroïques rappellent les minéraux de la banatite de l'apophyse Ferendia (voir chap. des banatites).

E) Le granite à plagioclases et ses cornéennes de contact dela Valea Moraviţei

Entre le synclinal de calcaires et la station Ocna de Fer, la Moravița traverse une zone de cornéennes très dures, noires ou violacées, sur une distance de 100—150 m. Sur les faces polies on remarque des veines de quartz et une multitude de filonnets d'une roche éruptive renfermant des fragments de cornéenne (Fig. 3 et 4).

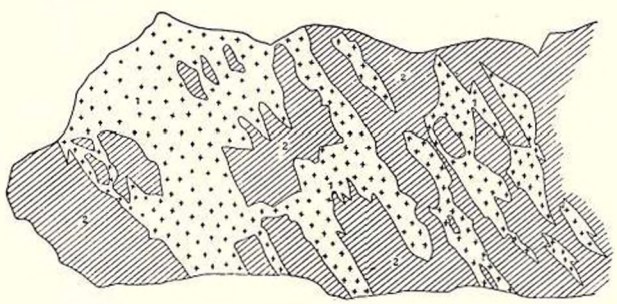


Fig. 3. Détail montrant l'injection des filons de granite à plagioclases (1) dans les cornéennes (2). Cascades de la Valea Moraviţei entre Paulus et la station Ocna de Fer. Dimensions: quelques mètres.

La roche éruptive [1]) est un granite à plagioclases, gris-vert, très riche en quartz. Le plagioclase a un aspect mat, il est verdâtre. Entre les grains de quartz et de plagioclase se trouve tout un réseau de petites taches noires de cornéennes.

Composition minéralogique: quartz 50%, plagioclase 40%, biotite 4%, muscovite 3%, séricite 2%, grenat, magnétite, substance isotrope jaune, zircon et tourmaline 1%. Le pourcentage est très variable.

Au microscope on voit: de grandes plages (jusqu'à 3,5 mm) de quartz onduleux et fissuré; de grands cristaux (jusqu'à 10 mm de longueur) de plagioclases (27—34% d'An) séricitisés et parfois maclés d'après la loi Albite-Karlsbad [2]); des biotites brunes décolorées (1: 0,4 mm) bourrées

[1]) D'après FR. SCHAFARZIK (65, pg. 204), une granodiorite.

[2]) Déterminations F: I 26%; II centre 13%, zone 5—10% d'An. (Notice pg. 354).

Institutul Geologic al României

de magnétite et contenant de fortes auréoles pléochroïques; de la muscovite; des pseudomorphoses de séricite et de muscovites auxquelles s'associent une matière isotrope jaunâtre, aux auréoles jaunes fixes (cordiérite transformée), et des inclusions de grenats. Dimensions des petits grains: 0,3—0,05 mm.

Cette roche est un granite tout à fait étranger aux banatites et fort probablement beaucoup plus ancien que celles-ci, comme nous le prouvent les plagioclases non zonés, mais séricitisés, les auréoles pléochroïques intenses des biotites, la présence de la muscovite, le défaut complet de l'orthose qui abonde dans les granites banatitiques et la structure de roche de profondeur.

Le granite à plagioclase de la Valea Moraviței a été analysé par M. P. Bearth de Bâle:

SiO_2	72,53	CaO	1,70
TiO_2	0,56	Na_2O	2,30
Al_2O_3	14,44	K_2O	2,43
Fe_2O_3	0,85	P_2O_5	0,20
FeO	2,42	$H_2O +$	1,62
MnO	0,02	$H_2O —$	0,06
MgO	0,83		99,96

poids spécifique 2,73

Nombres de Niggli:

si	401	mg	0,32	Qs	+ 0,54
al	47	c/fm	0,47	al—alk	26
fm	22	section	IV	c—(al—alk)	—16
c	10	qz	+ 217	alk:(al—alk)	0,80
alk	21	Ls	0,44	ti	2,34
k	0,41	Fs	0,01	p	0,47

On ne peut comparer cette analyse à aucun des types magmatiques de Niggli (46). On pourrait la rapprocher des types adamellitiques et plagioclasegranitiques. A remarquer la valeur élevée du nombre *si* par rapport aux autres nombres. Cela empêche la comparaison avec les types de Niggli.

Si l'on cherche à projeter cette analyse dans le diagramme de différenciation des banatites, on s'aperçoit qu'elle le dérange fortement. L'analyse chimique nous démontre donc aussi que le granite à plagioclases est une roche étrangère à la différenciation magmatique des banatites.

A la limite W de cette zone à cornéennes, le granite à plagioclases est laminé en un gneiss vert à plagioclases, composé de grains

Institutul Geologic al României

et de lentilles de quartz fissuré 20% et de petits plagioclases 60%, puis de biotite et de chlorite 8%, de muscovite 3%, d'épidote 3%, de magnétite 1,5% et même d'orthose dans les interstices 5%. Les grands cristaux sériciticés de plagioclases ont été écrasés plus facilement que le quartz.

Ce gneiss rapelle les gneiss vert-bruns des conglomérats laminés de Mâniom (voir page 338).

Les petites taches noires de cornéennes incluses dans le granite nous présentent au microscope une accumulation de biotite 20%, de muscovite 6—8% et de grenat 10%. Le fond est formé de plagioclases sériciticés. On y remarque aussi la matière isotrope à auréoles jaunes fixes. Ces inclusions noires représentent probablement des portions de roches encaissantes assimilées par le granite.

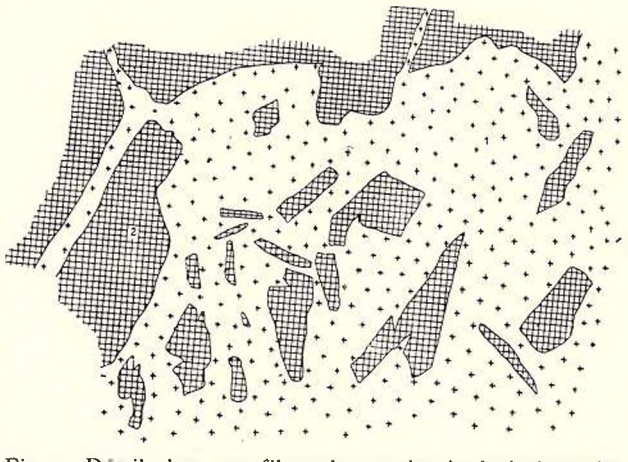


Fig. 4. Détail dans un filon de granite à plagioclases (1) de 1—2 m d'épaisseur, bourré de fragments de cornéenne (2). Cascades de la Valea Moraviţei, entre Paulus et la station Ocna de Fer.

Les cornéennes du granite se distinguent des cornéennes de l'auréole de contact des banatites. Ce sont des roches compactes, dures, noires ou violacées. Leur fond est tantôt feldspathique et cordiéritique, à nombreuses auréoles pléochroïques jaunes, tantôt c'est un tissu inextricable de muscovite et de séricite (pinite). On y trouve une quantité de petits minéraux (0,1—0,01 mm): grenat, biotite brun-chocolat, tourmaline, andalousite, sillimanite, magnétite. Cette masse difficilement décelable est percée par des grains de quartz onduleux, tantôt arrondis (1—0,15 mm), tantôt à formes irrégulières comme dans le granite.

En comparant ces cornéennes aux inclusions noires du granite, on peut croire qu'une partie de ces cornéennes représentent un granite saturé par l'assimilation de la roche encaissante. Il est très possible alors que le granite analysé soit lui-même contaminé, ce qui expliquerait sa composition chimique à part, d'où l'impossibilité de lui trouver un équivalent parmi les types magmatiques normaux.

Institutul Geologic al României

En somme, dans la région comprise entre la Valea Moraviței et la Valea Ferendiei se pose une série de problèmes pas très simples. Pour le moment on peut affirmer que:

Le granite à plagioclases est un granite ancien, antébanatitique, qui a assimilé des portions de la roche encaissante métamorphisée par lui en cornéennes. Il est parfois laminé. Les gneiss granitiques violacés représentent aussi une ancienne roche granitique atteinte par l'action métamorphique des banatites. Celles-ci ont été à leur tour influencées par les gneiss.

II. LE COMPLEXE DES ROCHES VERTES [1])

A l'E du complexe des gneiss micacés s'étend une bande de 600—1500 m de largeur, formée de roches de couleur généralement verte, de nuances variées, d'où leur nom de « roches vertes ». Au NE elles sont recouvertes par le Pontien, à l'E elles sont séparées du Stéphanien par une zone de mylonites et au SSW elles se continuent hors de la région.

Dans ce complexe on peut distinguer 3 zones longitudinales importantes:

1. La zone des épigabbros à l'W.
2. La zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes, au milieu.
3. La zone des épigranites et des épidiorites, le long du bord oriental.

Les deux dernières suivent la bande de roches vertes dans toute sa longueur. Chaque zone a été désignée par le nom des roches qui prédominent, car on trouve par exemple des intercalations de roches tufogènes dans toutes les zones. Seuls les épigabbros sont localisés dans une zone bien distincte.

La partie méridionale du complexe, étant voisine du massif de banatites, a subi un métamorphisme de contact qui se manifeste jusqu'à une distance de 3 km. Toute une série de roches filoniennes banatitiques ont fait intrusion dans la direction de la bande des roches vertes. Ce sont des porphyres dioritiques et des lamprophyres, dans le complexe même, des kératophyres et des quartz hydrothermaux, sur sa limite occidentale.

Les roches vertes se distinguent nettement des roches du complexe des gneiss micacés, par leur couleur verte et par le défaut de la muscovite et de la biotite (mégascopiquement au moins). Elles sont constituées principalement d'albite, de quartz, d'amphibole, d'épidote, de chlorite. De plus, l'origine de leur matériel est en grande partie éruptive,

[1]) FR. V. SCHRÖCKENSTEIN sépare comme « Grauwacke » la partie E de notre soubassement cristallin, donc à peu près notre complexe des roches vertes (70, pg. 59). GY. HALAVÁTS et FR. SCHAFARZIK parlent de phyllites chloritiques, sans faire de distinction entre les deux complexes cristallins, tout le soubassement étant considéré comme faisant partie du groupe supérieur (phyllitique).

Institutul Geologic al României

tandis que la majorité des gneiss micacés est sédimentogène. En outre, les roches vertes sont des produits typiques d'épizone, ayant subi un métamorphisme régional plus faible que les gneiss micacés. Elles sont polymétamorphiques, témoignant aussi d'un métamorphisme de dislocation plus ou moins intense.

Il est assez difficile de démêler les conditions de genèse des roches vertes. On verra que le complexe des roches vertes nous offre toute une différenciation magmatique, dont les produits sont des roches basiques gabbroïdes et péridotitiques, des roches acides, granito-dioritiques, et des roches effusives, acides, associées à des tufs probablement sous-marins, si l'on en juge d'après les sédiments quartzeux, très fins, interstratifiés. De grandes quantités d'épidote, dans une partie des roches de la zone épidioritique, ont été produites très probablement dans une phase pneumatolytique-hydrothermale très intense.

Le problème se complique par les phénomènes tectoniques qui ont plissé le complexe des roches vertes en écailles chevauchées vers l'E.

A) Zone des épigabbros

LES ÉPIGABBROS

Cette zone s'étend le long de la limite occidentale de la moitié N du complexe des roches vertes entre Valea Trestiei (Ezeriș) et la clairière Poiana Colțan, au S de laquelle une écaille de paragneiss la détache du reste du complexe. La zone s'effile entre les paragneiss du type Buchin.

Les épigabbros proviennent probablement d'un massif de roches basiques dynamométamorphisées en épizone. Elles forment des masses lenticulaires plus ou moins laminées, pinçant des coins et des intercalations de roches tufogènes et porphyrogènes (voir planche de profils Dans ces masses épigabbroïdes se rencontrent des roches diorito-gabbroïdes, qui représentent la différenciation plus acide du massif, et des roches ultrabasiques, gabbro-péridotitiques.

Sur le terrain, les épigabbros se distinguent des roches porphyrogènes et tufogènes voisines par le grain généralement plus gros et par la présence des amphiboles. Leur aspect varie d'après la structure et la composition minéralogique. On voit des types à feldspath et amphibole et on en rencontre qui sont presque exclusivement amphiboliques. D'après leur structure ils peuvent être massifs ou gneissiques, même schisteux. Les types amphiboliques schisteux se confondent avec les roches tufogènes à amphiboles.

Au microscope ces roches nous montrent une structure granoblastique, généralement à porphyroblastes. Dans les roches formées exclusivement de hornblende, la structure est homéoblastique. La texture est d'habitude orientée et en lentilles, à cause d'un laminage modéré des roches. Dans

Institutul Geologic al României

les hornblendites la texture est dépourvue d'orientation. On trouve parfois des restes de texture gabbroïde.

Quant à la composition minéralogique, les roches plus acides sont plus riches en plagioclases et quartz, tandis que les plus basiques contiennent presque exclusivement des amphiboles, des épidotes et des chlorites.

Pour faire une classification des épigabbros il faudrait pouvoir disposer de très nombreuses coupes minces, car des roches mégascopiquement semblables peuvent être différentes sous le microscope. Pour le moment on distinguera deux groupes, entre lesquels il y a passage insensible, de sorte que nous les décrirons ensemble (voir tableau, page 312):

Le groupe des roches diorito-gabbroïdes comprend des roches dioritiques (anciens porphyres dioritiques) à 25—30% de quartz, à structure porphyroblastique (hornblende, albite, quartz) et des roches gabbroïdes à 1—5% de quartz, mais riches en feldspath (Pl. II, Fig. 2).

Dans le groupe gabbro-péridotitique se trouvent des roches sans quartz, les unes à épidote et amphibole (I), les autres ultra-amphiboliques (II); ce sont des roches très basiques, ainsi qu'il ressort de l'analyse IV, d'un épigabbro à épidote et amphibole (Pl. II, Fig. 3 et 4).

Les plagioclases sont des albites criblées d'inclusions d'épidote, de mica blanc, de chlorite, de calcite, d'ouralite. Quelquefois les albites forment de grandes plages (2—5 mm); généralement elles sont brisées ou épidotisées.

Le quartz se rencontre seulement dans les roches plus acides. Il est broyé, denté, onduleux. Dans les interstices des roches basiques il est rare et secondaire.

Les amphiboles sont représentées par des hornblendes, des actinolites, des ouralites et des trémolites. La hornblende verte paraît être primaire, reliquate; elle se trouve dans les roches diorito-gabbroïdes et présente le pléochroïsme suivant: $n\gamma$ vert-bleu, $n\beta$ gris-vert, vert-olive, $n\alpha$ jaune-vert, incolore. On trouve parfois dans le centre d'une amphibole ouralitique une hornblende brune. Les actinolites et les ouralites sont d'origine secondaire et proviennent probablement des pyroxènes primaires, qu'on ne trouve plus dans les roches actuelles; elles contiennent des inclusions de titanite, parfois de la calcite et de la chlorite. Leur pléochroïsme est: $n\gamma$ vert pâle, nuance bleue, $n\beta$ vert-jaune, nuance olive, $n\alpha$ vert-jaune pâle, incolore.

Les actinolites sont plus biréfringentes. Les ouralites à extrémités fibreuses sont moins reliefées que les autres amphiboles.

Une des roches les plus basiques, trouvée dans le vallon Ogaşul Faurului, (Mâniom) contient 85% de trémolite incolore, fibreuse, criblée de magnétite et associée à des agrégats d'antigorite.

Institutul Geologic al României

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ÉPIGABBROS ET DIMENSIONS DES MINÉRAUX EN MILLIMÈTRES

	Roches diorito-gabbroïdes		Roches gabbroïdes-péridotitiques			Épi-gabbro analysé	DIMENSIONS
	limites extrêmes	moyenne	limites extrêmes	moyenne I	moyenne II		
Plagioclases . .	20—40%	28%	0—15%	6,6(3—15)%	1% [1]	6%	5: 2—3: 1,5—0,55: 0,35
Quartz	25—30,→1—5%	15%	0— 1%	0,4%	0%	traces	1,2: 0,6—0,3: 0,3—0,06: 0,03
Amphiboles . .	10—40%	22%	35—98%	44 (35—50)%	90 (80—98)%	40%	5: 0,7—1,5: 0,75—0,2:0,15
Épidotes	4—34%	21%	0—40%	32,5(25—40)%	4 (0—10)%	40%	0,56: 0,4—0,4: 0,07—0,025: 0,02
Chlorites . . .	1—10%	5%	0—15%	7,5%	2% [2]	9%	0,3: 0,12
Mica blanc (en partie talc?) .	0—10%	6%	0—25%	7%	1%	1%	0, 28:0,14—0,1: 0,013—0,025: 0,007
Carbonates . . .	0— 4%	1%	0— 2%	0,5%	0%	2%	0,15—0,06
Titanite . . .							
Rutile							
Magnétite . .	0,5—5%	2%	0— 5%	1,5%	2%	2%	Titanite 1,5:1,5; 0,2: 0,07—0,04: 0,02
Apatite . . .							Pâtes finement grenues: 0,04—0,01
Zircon							

[1]) Une roche présente 4%, les autres 0%.
[2]) Une roche présente 10% d'antigorite les autres 0%.

Institutul Geologic al României

Par suite des phénomènes tectoniques, les amphiboles prennent des formes lenticulaires, se réunissent en lentilles, ploient ou brisent en 2—3 parties rattachées par un faisceau de fibres ouralitiques (Pl. II, Fig. 2).

Les épidotes ne manquent que dans la roche la plus basique, formée de trémolite et d'antigorite. Plus fréquents sont les termes monocliniques de la série (clinozoïsite-pistacite), mais on rencontre parfois aussi les zoïsites α et β (Pl. II, Fig. 3). Celles-ci sont presque uniaxes, à teintes de polarisation très basses (gris). Elles forment des cristaux en gerbes. Autour des centres de zoïsite se trouvent parfois des liserés de clinozoïsite. Les grains d'épidote sont incolores et clairs, mais quand ils sont agrégés ils ont une teinte brune non pléochroïque. Les épidotes forment habituellement des pseudomorphoses après les feldspaths.

Les autres minéraux moins nombreux sont: la pennine, incluse dans les feldspaths et dans les amphiboles, la séricite, formée aux dépens du plagioclase, le talc, les carbonates, la titanite, le rutile, la magnétite, contenue en grains abondants dans la trémolite, l'apatite, le zircon.

B) Zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes

Cette zone médiane, d'une largeur de 250 à 1000 m, est formée d'une alternance de roches schisteuses, plus ou moins dures, à grain très fin, les unes compactes, les autres se débitant en feuilles. Les couleurs les plus communes sont les diverses nuances de vert et de gris. Dans l'auréole de contact des banatites, les couleurs sont plus foncées. A l'œil nu on ne peut distinguer que la pyrite. Vers la limite E, les intercalations fréquentes d'épidiorites préparent le passage à la zone suivante.

Les roches qui prédominent dans la zone médiane sont les roches vertes porphyrogènes et tufogènes. Les premières sont des porphyres acides laminées, les secondes sont probablement des tufs volcaniques sous-marins métamorphisés. En outre, on rencontre des intercalations sédimentogènes de phyllades et de quartzites. Il est difficile de poursuivre toutes ces roches, mais les roches sédimentogènes paraissent moins fréquentes. Il est probable que les roches porphyrogènes représentent d'anciens épanchements dans le complexe des roches tufogènes et sédimentogènes.

LES ROCHES VERTES PORPHYROGÈNES

Ce sont des roches siliceuses, dures, à grain fin, à texture parallèle, parfois schisteuse. Sauf la pyrite, on ne peut déceler à l'œil nu que de rares et minuscules facettes de feldspath et encore plus rarement de petits grains de quartz.

Au microscope on observe des porphyroblastes d'albite et rarement de quartz sur un fond microgranoblastique, formé par les mêmes minéraux. Le rapport entre les porphyroblastes et le fond est de 1 : 10.

Institutul Geologic al României

Les porphyroblastes d'albite sont parfois des idioblastes, mais généralement ils sont brisés en quelques morceaux conservant encore une orientation optique voisine, ou bien ils sont broyés et alignés parallèlement à la texture de la roche. Les albites présentent des maclations simples, rarement polysynthétiques.

On rencontre des porphyroblastes de quartz dans la roche porphyrogène affleurant sur la rive gauche de la Valea Locai près de son embouchure. Le quartz a une tendance idioblastique, mais il est d'habitude arrondi, brisé, onduleux. Dans les autres roches il forme des fragments ou des bandes, probablement des porphyroblastes broyés.

Le fond de la roche est formé de grains d'albite et de quartz, dont l'alignement fait ressortir une texture parallèle bien marquée. De menus cristaux de feldspath, un peu plus grands que les autres grains du fond, produisent parfois des aspects qui rappellent les structures microlitiques des pâtes éruptives.

On trouve encore: des paillettes de séricite et de chlorite, de petits grains de minerai, de titanite, d'apatite, de zircon et même d'épidote, se rangeant en bandes rigoureusement parallèles. Leur quantité peut atteindre parfois 20—25% de la roche.

Dimensions: porphyroblastes 1,7 : 0,7 — 0,2 : 0,1 mm, grains du fond 0,01 — 0,005 mm, microlites d'albite 0,06 : 0,02 — 0,025 : 0,013 mm.

L'aspect microscopique des roches vertes porphyrogènes serait identique à celui des kératophyres de la région, si la texture des premières n'était parallèle. Il est bien possible que les roches vertes porphyrogènes soient les produits métamorphisés de roches porphyriques acides très semblables aux kératophyres (voir analyses chimiques page 319 et page 392).

2. LES ROCHES VERTES TUFOGÈNES

Ces roches de couleur vert foncé, parfois violacées, compactes, mais pouvant être aisement rayées avec un couteau, sont bien stratifiées, se débitant en bancs et plaquettes. Sauf la pyrite aucun minéral n'est discernable à l'œil nu. Sur le terrain ces roches alternent avec les roches porphyrogènes. Elles ont une structure granoblastique et une texture parallèle, tantôt microlenticulaire, tantôt plissotée. Les roches à amphiboles ont une texture nématoblastique.

Au microscope elles diffèrent des autres roches vertes par un aspect caractéristique du fond, déterminé par des grains d'albite un peu plus grands (0,45—0,15 mm), isométriques, irréguliers, anguleux (Pl. I, Fig. 5), tandis que les grains des autres roches vertes sont arrondis, ovoïdaux. Dimensions des granules du fond de la roche: 0,15—0,005 mm.

Les minéraux les plus répandus sont les albites, les épidotes et les chlorites. Ces deux derniers constituent le pigment vert des roches. Dans

Institutul Geologic al României

quelques roches plus basiques, les trémolites (rarement les ouralites) sont plus fréquentes. On rencontre encore des carbonates, de la séricite, de la titanite, de la magnétite, de la pyrite, de l'apatite. La présence du quartz a été constaté seulement dans les roches acides.

Il est difficile de classer ces roches, mais on peut distinguer:

a) Les roches vertes tufogènes acides, à 40% de quartz, 40% d'albite, puis: épidote 9%, chlorite 10%, titanite, magnétite 1%.

b) Les roches vertes tufogènes à albite et chlorite, à 25—40% d'albite, 40—55% de chlorite, puis: épidote 0—15%, calcite 0—15%, titanite, magnétite, etc. 5—10%.

c) Les roches vertes tufogènes amphiboliques, à 5—55% d'amphibole, 5—55% d'épidote, 20—50% d'albite, puis: chlorite 1—10%, calcite 0—10%, titanite, magnétite, etc. 1—5%.

Ces dernières rappellent les épigabbros à épidote et amphibole. Les roches décrites ci-dessus sont probablement des tufs volcaniques sous-marins métamorphisés.

3. LES ROCHES VERTES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE

On peut considérer comme telles les intercalations pélitiques schisteuses, parfois de vraies phyllades, grises à nuances foncées, violacées ou vertes, qu'on rencontre dans les vallons Ogașul Olariu, Og. Stupinii, Og. Popii, Og. Mochiții et dans le coude de la Ferendia.

Le microscope décèle des structures microgranoblastiques, des textures rubanées, mises en évidence par l'alternance des bandes sériciteuses et des bandes quartzeuses. Il y a aussi des aspects qui rappellent les tufogènes. Nous considérons que l'alternance de lits à grain très fin avec des lits à grain plus gros, de même que la présence de lentilles très aplaties, formées de grains de quartz très fins, constituent un aspect sédimentaire caractéristique.

Le minéral prédominant est le quartz en petits grains de dimensions variées, parfois en faisceaux très minces s'appuyant sur les cristaux de pyrite. Il est à peine décelable dans le fond microgrenu des roches. L'albite manque dans les phyllades proprement dites. Quand elle est présente, elle rappelle les roches tufogènes. On rencontre encore: la séricite, toujours présente, la pennine, la magnétite, l'hématite, la limonite, la pyrite, les carbonates, la titanite, le zircon, le rutile en formes aciculaires extrêmement fines dans les phyllades, et enfin une poussière opaque de minerai, parfois de graphite, très abondante, déterminant la couleur foncée des roches. Dimensions: 0,1—0,003 mm.

On peut distinguer:

Les phyllades, gris-vertes, se débitant en feuilles, formées de quartz, d'un feutrage de rutile aciculaire et d'oxydes de fer (Og. Olariu).

Institutul Geologic al României

Les roches mixtes tufogènes-sédimentaires(?) noirâtres, compactes ou schisteuses, ayant des aspects microscopiques qui rappellent les tufogènes. Elles sont constituées de quartz, d'albite, de séricite, de pennine, de minerai, de carbonates.

4. LES QUARTZITES PORPHYROBLASTIQUES

Près de l'embouchure de la Valea Locai, en aval du confluent du premier vallon gauche, on remarque des bancs de quartzites verts ou jaunes, mais identiques, de 5—6 m de largeur. Ils sont intercalés entre les roches porphyrogènes et les épidiorites.

Ils présentent une structure porphyroblastique et une texture lenticulaire-parallèle. Ces roches sont constitués de 99% de quartz et le reste de: zircon, oxydes de fer, carbonates, titanite.

Le quartz est en porphyroblastes arrondis (60% de la roche) à extinction roulante, quelques-uns en train d'être broyés. Le fond quartzeux, parfois faiblement laminé, contient tous les autres minéraux. Pas une trace de feldspath. Dimensions: 0,8—0,14—0,025 mm.

A l'origine de l'Ogașul Popii, affluent de la Ferendia, à la limite E de la zone médiane, se rencontrent des roches brun-jaunes, compactes ou schisteuses, à surfaces sériciteuses. Elles ressemblent aux quartzites de la Valea Locai, tout en étant plus laminés que ceux-ci, et s'en distinguent par la présence d'un minéral qui paraît être un feldspath complètement hydrothermalisé (voir note pg. 387) formant 25—30% de la roche.

Les quartzites de la Valea Locai peuvent être d'origine sédimentaire (99% de quartz), mais les autres rappellent par leur structure la roche porphyrogène à porphyroblastes de quartz, de l'embouchure du Locai.

C) Zone des épigranites et des épidiorites

La zone orientale du complexe des roches vertes, ayant une largeur de 1/4—1/2 km, est constituée par une alternance répétée d'épigranites, d'épidiorites et de roches tufogènes. Les épigranites et les épidiorites sont des roches grenues, les unes gneissiques, les autres massives, généralement dioritiques, rarement gabbroïdes. Leur couleur verte est produite par les chlorites et les épidotes qui envahissent parfois complètement les roches. A l'œil nu on distingue le feldspath et le quartz.

Le long de la limite E de la zone se trouve une bande de roches formées de blocs aplatis et de lits lenticulaires plus ou moins grenus, en alternance avec des lits compacts de roches tufogènes. Ces roches ont l'apparence de conglomérats verts [1]), mais il est très probable que ce sont plutôt

[1]) FR. SCHAFARZIK (65) parle de « einzelne gepresste Geschiebe » intercalés dans les phyllades à chlorite et séricite de la rive droite de la Bârzava, 1 km NW du village de Mâniom.

Institutul Geologic al României

des tufs et agglomérats volcaniques, qui doivent leur aspect actuel aux laminages, ayant atteint leur maximum d'intensité dans la zone mylonitique voisine. Pour le moment nous désignerons ces roches comme des roches vertes d'apparence agglomératique.

L'aspect pétrographique varié de cette zone et l'étude microscopique et chimique des roches nous suggèrent l'hypothèse d'une zone éruptive sous-marine à explosions de tufs et d'agglomérats, à intrusions de filons et de petits laccolites granito-dioritiques, accompagnées d'une activité pneumo-hydatogène intense, source de la quantité énorme d'épidote contenue dans ces roches. Pour compléter l'image il faut envisager aussi les phénomènes tectoniques (écailles, laminages) qui ont affecté cette zone.

LES ÉPIGRANITES ET LES ÉPIDIORITES

Les minéraux qui constituent les roches décrites ci-dessous sont: les plagioclases acides à 0—15% d'An, plus ou moins écrasés ou épidotisés; le quartz en voie d'écrasement progressif; l'épidote qui envahit graduellement les plagioclases; la chlorite, une pennine positive, qui s'est formée aux dépens des amphiboles ou bien à ceux d'une biotite verte dont on devine les traces dans quelques coupes minces; une hornblende ouralitique fibreuse qu'on rencontre seulement dans les épidiorites à amphibole. Moins importantes sont: la séricite, la magnétite, la titanite et l'apatite. Dans les roches altérées on trouve des carbonates.

Le fond de ces roches est produit par le laminage extrême des minéraux. Il est notamment quartzeux, les feldspaths étant d'habitude épidotisés ou séricitisés. Des chlorites très fines, associées à des grains aplatis de quartz, mettent en évidence une parfaite texture parallèle ou sinueuse. Ce fond extrêmement fin se faufile entre les minéraux non écrasés, s'effilant ou se gonflant selon l'espace disponible. Il ne dépasse guère 20% de la roche et peut même manquer. Cela mesure en quelque sorte le degré de mylonitisation des roches.

Quant aux dimensions des minéraux, elles sont très variées. Il y a des plages de 2—5 mm. L'écrasement peut réduire les minéraux jusqu'à 0,01 mm et même au-dessous.

Le tableau de la page 318 nous donne un essai de classification des roches de la zone des épigranites et des épidiorites (sauf les roches tufogènes). On y trouve consignées tant la somme plagioclases+épidote, que les quantités approximatives de plagioclases et d'épidote, pour pouvoir juger du degré d'épidotisation des roches.

Les roches les plus répandues sont les épigranites et les épidiorites sans amphibole. Elles ont une structure granoblastique,

Institutul Geologic al României

parfois plus ou moins porphyroblastique. On retrouve quelquefois des restes d'une structure hypidiomorphe, à feldspaths automorphes entourés de quartz, qui forme des plages onduleuses ou bien des grains anguleux, pris entre les feldspaths plus nombreux; cet aspect rappelle la texture ophitique-diabasique des diorites quartzifères. Dans des épigranites acides on remarque parfois des associations granophyriques-myrmékitiques de quartz et de feldspath. Les textures peuvent être dépourvues d'orientation, mais habituellement elles sont plus ou moins orientées et en lentilles, à cause du laminage graduel des roches.

	Épigranites		Épidiorites sans amphiboles		Épidiorites à amphibole	Roche à épidote et chlorite	Roches vertes d'apparence agglomératique
	limites	moyenne	limites	moyenne			
Plagioclase	(25—)40—50%	41,5%	55—63%	59,5%	15—5%	0%	
Épidote	(27—)15—0%	9 %	10—15%	13,5%	20—19%	80%	50—80%
Plagioclase + épidote	45—55%	50,5%	65—78%	73 %	35—24%	80%	quartz + feldspath 20—30%
Quartz	50—35%	42,5%	15—10%	13,5%	20—5%	0%	
Chlorite	2—8%	4,5%	13—8%	10 %	rare	15%	20—50%
Ouralite	—	—	0—1%	0.5%	44—70%	0%	—
Minerai Titanite Apatite	1—5%	2 %	1—2%	1,5%	1%	5%	apatite et titanite —
Séricite	0—2,5%	0,5%	—	—	—	—	—
Calcite	—	—	5—0	1,5	—	—	—

On peut observer divers stades de laminage (voir Pl. II, Fig. 1): Les plagioclases, plus résistants, présentent au commencement des macles ployées, puis ils sont brisés et disloqués; enfin ils sont réduits en amas alignés de grains plus ou moins lenticulaires, séparés par un fond ultra-mylonitique, ce qui produit des aspects cellulaires-lenticulaires. Les grandes plages de quartz, à extinction roulante, sont rapidement déchirées en bandes parallèles, elles-mêmes progressivement pulverisées jusqu'à une pâte ultra-laminée, s'insinuant entre les lentilles incomplètement écrasées de plagioclases et de quartz. Cette pâte laminée est imprégnée de séricite et de pennine, minéraux caractéristiques pour les phénomènes de mylonitisation. Il paraît que le phénomène ne va pas jusqu'au laminage extrême des roches.

Institutul Geologic al României

La majorité des coupes minces d'épigranites correspondent à des roches gneissiques vertes (analyse II), ce qui veut dire que les granites primordiaux étant plus riches en quartz (35—50%) ont été moins résistants aux pressions orogéniques; c'est ce qui produit leur gneissification (Pl. II, Fig. 1). Cependant, comme les roches dioritiques sont pauvres en quartz (10—15%), mais plus riches en feldspaths (analyse III) ou en amphiboles, elles ont mieux résisté, de là leur texture moins schisteuse et plutôt massive.

Les épidiorites à amphibole (40—70% d'amphibole) sont

	I	II	III	IV
	Roche verte porphyrogène	Épigranite	Épidiorite	Épigabbro
SiO_2	72,03	69,22	59,60	42,78
TiO_2	0,42	0,70	1,77	1,58
Al_2O_3.	13,86	14,08	16,63	19,12
Fe_2O_3	0,61	1,40	2,29	2,51
FeO	3,44	2,51	4,41	6,66
MnO	0,03	traces	0,06	0,13
MgO	0,09	0,88	1,41	6,05
CaO	1,14	1,47	5,49	11,54
Na_2O.	5,63	5,70	4,20	2,28
K_2O	1,57	1,76	0,93	1,33
P_2O_5	0,21	0,47	0,39	0,37
H_2O-	0,09	0,11	0,06	0,10
H_2O+	1,10	1,76	2,24	4,01
CO_2	—	—	0,56	1,80
Total . . .	100,22	100,06	100,04	100,26
Poids spécifique	2,65	2,68	2,78	2,95
Nr. de l'échantillon	84/1928	1288	100/1928	79/1928

plus rares (Ogașul Lațcu, Og. Bălului). Elles sont grenues, à texture orientée, et ressemblent aux épigabbros à épidote et amphibole, mais elles sont plus dioritiques.

Parmi les épidiorites de la Valea Locai et de la Valea Bârzavei nous avons rencontré une roche à épidote et chlorite, formée par une masse d'épidote (80%) divisée par un réseau de pennines positives (15%), qui contient des titanites et des apatites (5%). Ce serait une roche d'origine inconnue (gabbro?) extrêmement métamorphisée.

Les roches vertes d'apparence agglomératique nous montrent au microscope des aspects mylonitiques. Elles sont fortement épidotisées et chloritisées ou parfois même imprégnées de carbonates. Dans la masse épidotique on remarque des fragments brisés de quartz, de feldspath ou des portions de pâte laminée.

Institutul Geologic al României

Enfin, dans une coupe mince, on remarque une masse d'épidote coupée en bandes parallèles par une masse de quartz non écrasée, mais accusant une texture parallèle perpendiculaire aux bandes d'épidote (produit hydrothermal quartzo-épidotique ?).

Ces roches compliquées sont vraisemblablement le produit de laminage d'un mélange de roches granito-dioritiques, tufogènes, agglomératiques, qui ont subi des épidotisations, chloritisations, silicifications.

NOMBRES DE NIGGLI DES ROCHES VERTES ÉRUPTIVES

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section	qz	Ls	Fs	Qs	al-alk	c-(al-alk)	$\frac{alk}{al-alk}$	ti	p	co_2
I	372	42	18	6	34	0,15	0,04	0,35	III	+136	0,59	0,04	+0,36	8	—2	4,25	1,62	0,47	—
II	329	39,5	21	7,5	32	0,17	0,29	0,35	III	+101	0,63	0,06	+0,31	7,5	0	4,27	2,50	0,95	—
III	213	35	27	21	17	0,13	0,28	0,78	V	+ 45	0,65	0,14	+0,21	18	3	0,94	4,82	0,51	2,74
IV	99	26	38	29	7	0,28	0,55	0,75	V	— 29	0,81	0,48	—0,29	19	10	0,37	2,74	0,36	5,69

II) Composition chimique des roches vertes éruptives

Pour compléter l'étude des roches vertes, M. P. Bearth de l'Institut Minéralogique de l'Université de Bâle a bien voulu analyser quatre types de roches vertes éruptives: une roche porphyrogène, un épigranite, une épidiorite et un épigabbro.

Analyses des roches vertes éruptives du Banat occidental, région d'Ocna de Fer—Bocșa Montană (voir tableau page 319):

I. Roche verte porphyrogène, Valea Bârzavei, au N de l'embouchure du vallon Ogașul Popii, Bocșa Montană;

II. Épigranite (échantillon gneissique), Valea Ferendiei entre l'Ogașul Lațcu et l'Ogașul Popii, Ocna de Fer;

III. Épidiorite (sans amphiboles, échantillon grenu), Valea Locai, cours inférieur, Bocșa Montană—Mâniom.

IV. Épigabbro, Valea Bârzavei, rive gauche, entre le tunnel de Colțan et le vallon Ogașul lui Nistor, Bocșa Montană.

Si l'on compare les analyses de ces roches vertes aux types magmatiques de Niggli (46) on observe que:

L'analyse I est plutôt trondhjemitique, quoique les nombres correspondants de Niggli s'accordent mieux avec

Institutul Geologic al României

les analyses engadinitiques, sauf les nombres *k* et *mg*, beaucoup moins élevés dans notre analyse.

L'analyse II est aussi trondhjemitique, *k* et *mg* s'accordant très bien. Les autres nombres rappellent les analyses rapakiwitiques (méditerranéennes).

L'analyse III est nettement quartzdioritique.

L'analyse IV correspond très bien aux magmas pyroxénite-hornblendite-gabbroïdes; cf. *si* 100, gabbro à olivine de Nosy Komba, Madagascar.

Il résulte que les roches vertes éruptives de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană représentent une série de roches éruptives à composition chimique granito-diorito-gabbroïde, s'accomodant très bien avec les magmas pacifiques, notamment dans la partie basique. L'étude au microscope nous a montré que ces roches sont les produits métamorphiques de roches acides analogues aux kératophyres, de granites, de diorites quartzifères et de roches basiques diorito-gabbroïdes et péridotitiques, comme on le reconnaît grâce aux restes de textures quartzdioritiques et gabbroïdes.

Les transformations subies par les minéraux [1]), leurs formes ployées, disloquées et étirées et les textures laminées que présentent les roches, militent en faveur d'un métamorphisme d'épizone associé à des phénomènes tectoniques de laminage, plus intenses vers l'E (métamorphisme tectonoclastique, 22).

Pourtant la composition chimique des roches vertes n'a pas subi de grands changements, la comparaison avec les magmas éruptifs étant possible.

CHAPITRE II

LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES CARBONIFÈRES ET MÉSOZOÏQUES

I. LE CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR

A l'E de notre région se trouvent les dépôts sédimentaires du Carbonifère supérieur, déterminé comme tel grâce aux plantes fossiles qu'il renferme dans la région de Lupac (30, pages 8—9).

Dans la bande avoisinant notre région, ces dépôts consistent plus particulièrement en conglomérats contenant des blocs de dimensions très variées, en microconglomérats, en grès et en argiles gréseuses et parfois charbonneuses, alternant d'innombrables fois. Ces roches sont riches en paillettes

[1]) Par ex.: albitisation, épidotisation, zoïsitisation, séricitisation des plagioclases, ouralitisation, chloritisation, carbonatisation et séparation de titanites des minéraux ferromagnésiens.

Institutul Geologic al României

de mica blanc. Les blocs qui composent les conglomérats semblent être surtout des blocs de gneiss.

Quelques lames minces faites dans les grès et les microconglomérats démontrent leur structure psammitique et leur texture hétérogène, parfois faiblement orientée. Les minéraux qui se trouvent dans ces roches se présentent sous forme de grains ovoïdes, souvent brisés, mélangés à de la pâte plus fine et à des paillettes de micas secondaires.

Nous y trouvons: du quartz, des plagioclases acides frais et à maclations polysynthétiques, des plagioclases acides complètement séricitisés, de la myrmékite, du microcline, de la muscovite, de la séricite, de la biotite verte, de la chlorite, des grenats, des épidotes, de l'apatite, de la tourmaline, du zircon, de la titanite, du minerai noir, du rutile, des substances charbonneuses. Dans les lames minces, les dimensions des minéraux varient de centièmes de mm à plusieurs mm.

Sur le terrain on se rend compte que les gneiss, contenus sous forme de blocs dans les conglomérats du Carbonifère supérieur, ne peuvent être comparés aux gneiss de notre région. Afin de nous en convaincre, nous avons fait quelques coupes minces dans les blocs de gneiss micacés gris, prélevés sur les conglomérats situés à la courbe de la chaussée Bocșa—Reșița, à l'E de la maison du garde-forestier U. D. R. de Mâniom. Ce sont des g n e i s s d' o r i g i n e g r a n i t o - d i o r i t i q u e, parfois laminés. Leur structure hypidiomorphe primordiale est facilement reconnaissable. Ces roches contiennent: 40—70% de plagioclases acides, relativement sériciteux; 20—5% de microcline et d'orthose; 20—15% de quartz onduleux; 6—5% de muscovite et de séricite; 6—5% de biotite brune et de chlorite; 3—0,5% d'apatite, de magnétite, de titanite, de zircon, de carbonates (dans les veines). Dimensions: 0,7—0,1—0,06 mm.

Ces roches semblent être de la même origine que les blocs verts-bruns d'orthogneiss contenant de la biotite, de la muscovite et des feldspaths sériciteux broyés des conglomérats laminés de l'Ogașul Pietrii page 338.

Nous ne sommes pas encore en mesure de discuter l'origine de ces roches. D'ailleurs, les dépôts du Carbonifère étant en dehors du cadre de la région, nous ne pouvons pas nous étendre davantage à leur sujet.

On rencontre, le long de la zone des calcaires, des conglomérats que Gy. Halavâts a considérés d'âge carbonifère supérieur (30). Étant donné qu'ils sont étroitement liés à la zone des calcaires, nous ferons une description de ces conglomérats au chapitre Mésozoïque.

Nous avons rencontré des conglomérats aussi le long de la zone de chevauchement entre le complexe des gneiss micacés et le complexe des roches vertes. Nous en reparlerons au chapitre traitant de la tectonique.

Institutul Geologic al României

II. LE MÉSOZOÏQUE [1])

La répartition et la succession stratigraphique

Le long de la région, et à peu près dans son centre, se trouve, en plein complexe des gneiss micacés, un synclinal de calcaires mésozoïques ayant à sa base des conglomérats. Quant aux calcaires, nous les avons suivis d'Ezeriș à Dognecea, à partir d'où ils se prolongent, en dehors de notre région, jusqu'à Calina et Cârnecea. Ce synclinal de Mésozoïque mesure 30 km en longueur et sa largeur maximum est d'un

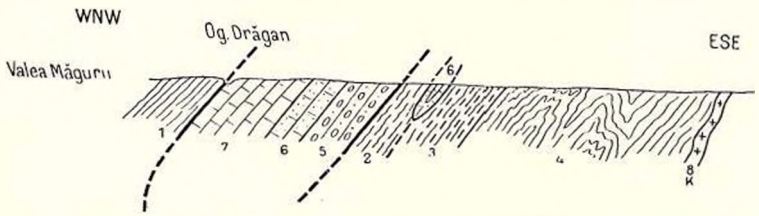


Fig. 5. Coupe à travers le synclinal des calcaires mésozoïques de la Valea Măgurii, Bocșa Montană.

Largeur du synclinal: 100 m.

1. Paragneiss de la zone de Bocșița—Drimoxa
2. Roches laminées
3. Gneiss aplitiques
4. Paragneiss de la zone de Buchin
5. Conglomérats et grès
6. Grès calcaires
7. Calcaires gris
8. Kératophyre quartzifère

kilomètre (masse de Dognecea). Aux deux extrémités du synclinal, les calcaires disparaissent sous les sédiments pontiens. Le synclinal est disloqué (voir le chapitre Tectonique).

La Valea Măgurii traverse le synclinal mésozoïque sur une largeur de 100 m. De l'W à l'E nous rencontrons: les paragneiss Bocșița-Drimoxa, 40 m de calcaires de couleur gris foncée, 20 m de calcaires gréseux et de grès calcaires noirs, et, au-dessous, on trouve encore 40 m de conglomérats et de grès micacés. Vient ensuite une zone de roches broyées, une lentille de grès calcaires, des gneiss aplitiques écrasés et des paragneiss du type Buchin, traversés par un filon de kératophyre. Les couches conglomératiques ont une direction N 50—60° E et plongent de 50—65° vers le NW, par conséquent sous les calcaires (Fig. 5).

[1]) Les calcaires de la région, déjà cités par I. de BORN (« Terre calcaire ») seraient, d'après B. von COTTA et FR. von SCHRÖCKENSTEIN, qui en ont fait une description détaillée, d'âge jurassique, alors que HJ. SJÖGREN les considère comme archaïques. GY. HALAVÁTS apporte des preuves paléontologiques relativement à l'âge tithonique de ces calcaires. FR. SCHAFARZIK parle tantôt de « Neokomkalkzug », tantôt de « Tithon-Neokomkalkzug », et pour les profils il emploie le terme de « Tithonkalk ».

Institutul Geologic al României

Dans la vallée de la Bârzava, dans la carrière de Buza Cărărilor, près de la chaussée, on remarque la même succession, mais cette fois-ci les conglomérats se trouvent à l'W et ils plongent vers le SE (N 30°E/60° SE). Viennent, après les conglomérats, des grès grossiers jaunes, suivis de grès calcaires micacés, noirâtres et gris-jaunes et de calcaires gris (Fig. 6).

Nous retrouvons cette succession dans le vallon Ogașul Buchin. Les autres affleurements de l'Ogașul Mare (au N de Colțan) et des vallées d'Ezeriș sont peu favorables et n'ajoutent rien à la coupe établie ci-dessus.

Les conglomérats de la base des calcaires (Dogger?)

Ces conglomérats sont fortement développés à la cote 381 au NW de l'exploitation « Amelia ». Ils sont formés d'une alternance de bancs grossiers, dont les éléments mesurent de 1 à 4 cm en diamètre, avec des bancs

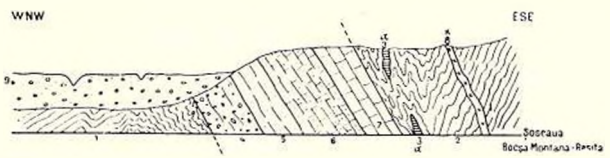


Fig. 6. Coupe de Buza Cărărilor, le long de la chaussée Bocșa Montană—Reșița, derrière la halte de chemin de fer Colțan.

Longueur de la coupe environ 100 m.

1. Paragneiss broyés de la zone de Bocșița—Drimoxa
2. Paragneiss de la zone de Buchin
3. Amphibolite à zoïsite (*a*)
4. Conglomérats
5. Grès jaunes
6. Grès calcaires micacés (à *Belemnites*, etc.)
7. Calcaires compacts gris
8. Kératophyre quartzifère (K)
9. Terrasse

à éléments beaucoup plus fins. On trouve de grands blocs de ces conglomérats dans les dépôts d'Amelia. On rencontre les mêmes conglomérats, mais de développement moindre dans l'Ogașul Buchin, dans les environs de Colțan, dans la Valea Măgurii et en d'autres endroits (voir carte géologique).

Tous ces conglomérats plongent toujours sous les calcaires, en concordance avec les grès calcaires d'au-dessus et sont formés de galets de quartz et de schistes cristallins (généralement des paragneiss et des quartzites). Dans certaines parties ils sont beaucoup plus quartzeux que dans d'autres. Les dimensions des galets varient de quelques mm à quelques cm.

Pour le moment il n'est guère possible de déterminer l'âge des conglomérats de la base des calcaires. Gy. Halaváts est d'avis que ces conglomérats appartiennent au Carbonifère supérieur. Ils ne ressemblent pourtant que fort peu aux conglomérats du Carbonifère supérieur de Mâniom, étant généralement plus quartzeux. On ne peut évidemment pas risquer d'évaluer

Institutul Geologic al României

l'âge des conglomérats rien que sur des ressemblances et des différences, étant donné que l'origine de leur matériel peut être très différente. Nous ajoutons pour le moment que les conglomérats de la base des calcaires pourraient être d'âge plus récent: ils appartiennent peut-être au Dogger.

Les grès calcaires, les calcaires gréseux et conglomératiques (Dogger)

A la base des calcaires massifs et au-dessus des conglomérats décrits plus haut, se trouvent toujours des grès calcaires, des calcaires gréseux et conglomératiques noirs, sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Les éléments gneissiques et les éléments de quartz de ces roches peuvent atteindre des dimensions de quelques centimètres. Ils sont bien arrondis et font saillie sur les surfaces altérées, par exemple sur le sentier qui part de la carrière de Colțan et entoure au N le Vârful Colțan. Le grain est ordinairement plus fin (0,1—0,6 mm). La roche est plus ou moins calcaire et très peu micacée, ayant l'aspect d'un grès de couleur gris-noir ou gris-jaune.

Le microscope nous montre que cette roche contient beaucoup de grains de quartz (40—70%), ceux de grandes dimensions étant plus arrondis que les petits grains. La roche est cimentée par des carbonates. On trouve encore (1 à 3%) des paillettes de muscovite, des grains d'oxyde de fer, de la tourmaline, du zircon et de rares paillettes de chlorite. Quelques calcites maclées et pointillées semblent être des restes d'Echinodermes.

Les grès calcaires sont fossilifères dans la carrière de Buza Cărărilor. On y trouve: des *Bélemnites*, des *Pectinidés* et des *Bivalves* à coquille très mince. Les fossiles sont rares et dans un état ne se prêtant guère à l'étude. Gy. Halaváts (30) a trouvé, en 1899, dans cette carrière, dans les calcaires gris foncés, un *Phylloceras* mesurant 48 cm en diamètre.

Alternant avec les roches gréseuses, ou bien peut-être au-dessus d'elles, se trouvent des calcaires noirs et gris-bruns. Si on les examine au microscope, on constate que ces calcaires contiennent moins de grains de quartz (5 à 15%) et qu'ils sont pleins de restes d'*Echinodermes* et de *Bryozoaires* (?), comme par exemple dans la Valea Măgurii et dans l'Ogașul Mare (carrière de droite). On trouve sporadiquement aussi des *Foraminifères* (*Miliola*).

Les calcaires compacts (Tithonique-Néocomien)

La partie supérieure de la série est occupée par des calcaires blanchâtres, roses, gris, souvent récifaux, qui forment la partie principale du synclinal mésozoïque. Ces calcaires sont par endroit pleins d'*Hexacoralliaires* et contiennent aussi des *Foraminifères* (*Miliola*, *Textularia*), comme par exemple dans la Valea de Carpin, à Ezeriș. Quelques rochers d'Amelia présentent également des Coraux.

Institutul Geologic al României

Au S de notre région, à Calina, ces calcaires sont également fossilifères. Nous y avons rencontré, outre des *Polypiers*, aussi une *Nérinée*, qui est, comme on le sait, caractéristique pour le Tithonique et le Néocomien.

Gy. Halaváts (30, 61) a donné la liste suivante de fossiles de Calina: *Thecosmilia flabellata* Blv., *Thecosmilia Etalloni* Koby., *Ophistophyllum minimum* Ogit., *Pecten* sp., *Nerinea* sp., *Trochus* sp., *Diceras* sp.

Il a opiné pour l'âge tithonique de ces calcaires (26).

A la surface des calcaires se trouvent des poches de dissolution et des dolines remplies de résidus argileux, ferrugineux, ou de dépôts pliocèniques de minerai de fer roulé. On rencontre souvent des rochers calcaires arrondis le long des sommets calcaires ou sous les dépôts sédimentaires de l'exploitation Amelia. De nombreuses dolines existent sur le Cracul Drimoxa, entre Amelia et Buchin et sur la bordure E du calcaire de Cărările.

Les calcaires du Dealul Colțan font l'objet d'une exploitation et servent pour les fours à chaux situés en face de la gare de Colțan. Il y a deux exploitations dans cette carrière: dans celle de l'E, le calcaire est blanc, compact, saccharoïde, dans celle de l'W il est bréchifié, les fragments de calcaire gris étant entourés d'un réseau de calcite rose (Pl. IV, Figures 2 et 3).

Considérations sur l'âge des dépôts mésozoïques

L'âge de ces formations ne pourra être établi avec suffisamment de précision tant que l'on n'aura pas trouvé des fossiles en meilleur état de conservation et se prêtant à une détermination plus précise. Il est fort probable que divers termes du Jurassique sont représentés ici.

Les calcaires compacts de la partie supérieure de la série pourraient être tithoniques, ainsi qu'il ressort de la liste de fossiles qui a été donnée. Comme il existe dans le Banat une transition graduée entre le Tithonique et le Néocomien, il n'est nullement exclu qu'une partie du Néocomien soit aussi représentée ici.

Les grès calcaires, les calcaires gréseux et conglomératiques, que nous trouvons à la base des calcaires compacts, pourraient fort bien appartenir au Dogger. On a en effet attribué au Dogger des roches semblables rencontrées dans diverses parties du Banat. C'est ainsi que Roth v. Telegd (60) mentionne, dans la région des vallées Ielișeva et Stariște (entre Bârzasca et Svinița), la présence de calcaires gris à grains de quartz, de calcaires conglomératiques, de grès calcaires, de grès friables jaunes, de roches quartzeuses, dures, gris-bleues. On a trouvé dans ces roches de petits *Brachiopodes* et des *Pectinidés*. Ce complexe, situé entre le Lias et le Tithonique, est attribué au Dogger, de même que les calcaires à grains de quartz, les schistes sablonneux, argileux et calcaires, qui renferment de petites *Bivalves*, des *Bélemnites* minces et le *Phylloceras mediterraneum*,

Institutul Geologic al României

que l'on trouve dans les sédiments de la région du Țarcul (63). Des roches semblables existent dans le voisinage de notre région, à Valeapai, au N de Bocșa. Sur la carte géologique dressée par GY. HALAVÁTS (29, 30), nous les voyons figurer au Dogger, mais avec un signe d'interrogation.

Enfin, les conglomérats de la base de la série mésozoïque, ont été considérés par GY. HALAVÁTS comme appartenant au Carbonifère supérieur. Nous ne disposons toutefois d'aucun criterium sûr qui nous permette de préciser leur âge, qui pourrait être permien, éventuellement liasique ou même doggérien. Nous basant sur la concordance qui existe entre les conglomérats et les grès calcaires d'au-dessus, d'une part, et d'autre part sur le fait que l'on connaît une transgression du Dogger [1]) dans le bassin de la Ialomița et dans la région de Tulgheș, nous sommes enclins, pour le moment, à considérer les conglomérats de la base des grès calcaires et des calcaires comme appartenant au Dogger.

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE DE LA RÉGION OCNA DE FER—BOCȘA MONTANĂ [2])

La zone cristalline occidentale des Monts du Banat est divisée par les dépôts tertiaires et quaternaires en 4 masses plus importantes: les collines de Locva, de Vršac, d'Oravița—Bocșa Montană et de Buziaș. Cette zone cristalline est comprise entre la Dépression pannonienne à l'W et la zone sédimentaire paléo-mésozoïque du Banat occidental à l'E; elle est séparée

[1]) Comme l'a montré V. POPOVICI-HATZEG (49), à Strunga, dans le bassin de la Ialomița, le Dogger commence à sa base par des conglomérats quartzeux. Mon collègue G. MURGEANU confirme le fait que, dans le massif de la Leaota, le Dogger est formé à sa base de grès et de conglomérats (communication verbale).

I. ATANASIU (2) a signalé dans les Carpates Orientales, dans la région de Tulgheș, sur la rivière Gyilkos, une transgression bajocienne ayant à sa base des conglomérats et des grès, qui passent ensuite aux grès calcaires gris contenant des fragments de Bélemnites et de Brachiopodes, attribués également au Bajocien.

[2]) D'après GY. HALAVÁTS les schistes cristallins, très disloqués, plongent généralement vers l'E et le SE. Les dépôts stéphaniens seraient superposés et en concordance avec les schistes cristallins (27, pg. 134). Les calcaires mésozoïques sont pincés dans un synclinal de schistes cristallins (30).

Dans les coupes géologiques de FR. SCHAFARZIK (65) les schistes cristallins de la région sont représentés en plis normaux. A Goruia et d'ici vers le SSW, les phyllites sont chevauchées sur la zone paléo-mésozoïque voisine. On ne trouve nulle part un mot indiquant l'existence de ce chevauchement à la limite E de notre région. Par contre, dans la coupe le long de la Valea Bârzavei, entre Reșița et Bocșa, les phyllites plongent sous les conglomérats stéphaniens (65, pg. 213).

Dans deux notes précédentes nous avons exposé la structure tectonique de cette région, telle qu'on la connaît actuellement (13, 14).

Institutul Geologic al României

de celle-ci par une ligne de dislocation le long de laquelle le pays cristallin est chevauché sur la zone paléo-mésozoïque.

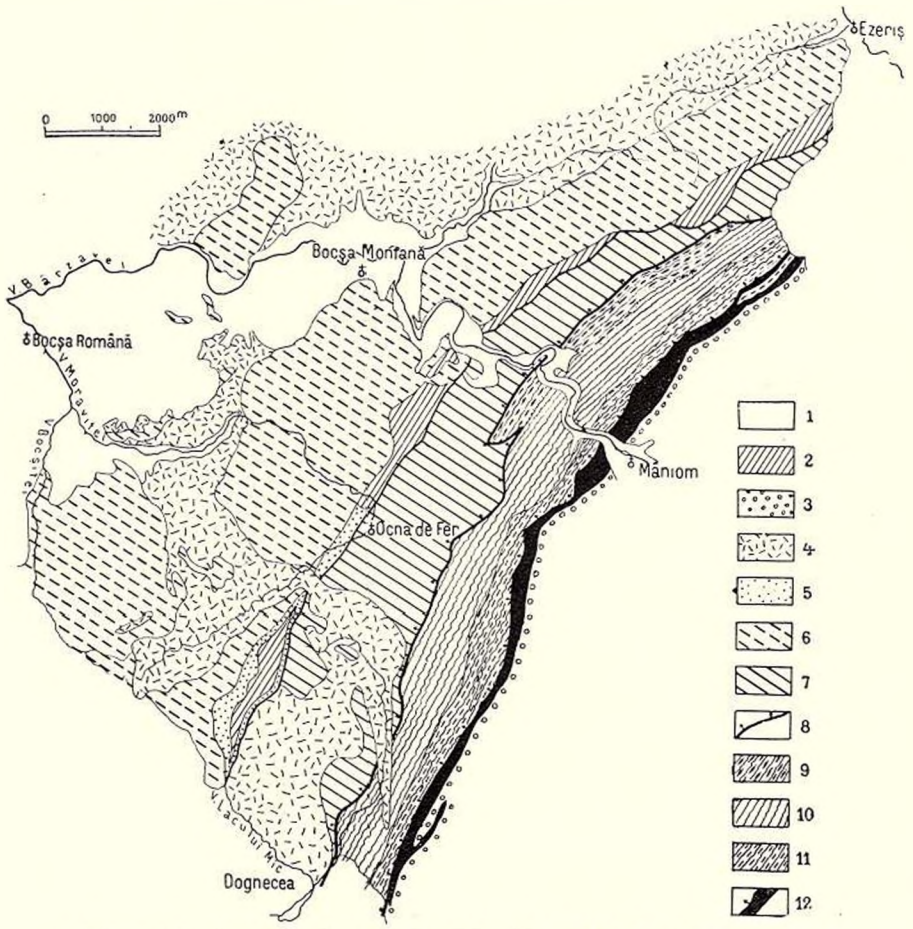


Fig. 7. Esquisse tectonique de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană.

Légende:

1. Néozoïque
2. Mésozoïque
3. Carbonifère supérieur
4. Banatites
5. Skarn
6. Zone des paragneiss Bocșița — Drimoxa
7. Zone des paragneiss Buchin
8. Zone de chevauchement entre le complexe des gneiss micacés et le complexe des roches vertes
9. Zone des épigabbros
10. Zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes
11. Zone des épigranites et des épidiorites
12. Zone mylonitique entre le complexe des roches vertes et le Carbonifère supérieur

La région étudiée par nous occupe l'extrémité N de la masse cristalline d'Oravița—Bocșa Montană. Dans le soubassement cristallin de notre région

Institutul Geologic al României

nous avons séparé (13, 14) deux complexes de schistes cristallins correspondant à deux unités tectoniques importantes: le complexe des gneiss micacés à l'W et le complexe des roches vertes à l'E. Le premier complexe est chevauché sur le deuxième. La région étant limitée et les coupes géologiques très peu élevées, il est difficile de savoir s'il s'agit ou non d'un vrai charriage.

Dans le complexe des gneiss micacés se trouve pincé un synclinal étroit et discontinu de calcaires mésozoïques reposant parfois sur des conglomérats, le long duquel les calcaires et les roches du soubassement sont disloquées et quelque peu écrasées.

Le soubassement de la région est un peu courbé dans la partie moyenne; en vérité, la direction générale des plis et des zones, comprise entre ENE et NE à l'extrémité NE (Ezeriș), passe graduellement à l'extrémité méridionale (Dognecea), vers le SSW.

La région comprise entre la Bârzava et Ezeriș paraît avoir été poussée un peu plus fortement vers le SE que la région au S de la Bârzava. D'ailleurs, nous sommes dansla région de courbure des plis du Banat. Cette courbure pourraît nous expliquer les divers phénomènes tectoniques secondaires qu'on découvre après un examen plus attentif de la carte géologique:

1. Le déversement de la masse calcaire d'Obârșia Măgurii sur la zone de Buchin;

2. Le décrochement oblique du synclinal des calcaires dans la partie supérieure de la Valea Măgurii;

3. La tectonique irrégulière des environs de Colțan;

4. L'écaille de paragneiss de l'Ogașul de la Poieți;

5. L'étranglement brusque, presque le décrochement, de la zone mylonitique entre la Valea Locai et l'Ogașul Fusului.

Il paraît que la mise en place des banatites aurait joué aussi un rôle — même de moindre importance — dans la tectonique de la région. Le massif de banatites d'Ocna de Fer a dérangé les paragneiss encaissants, leur imprimant un plongement périclinal.

En ce qui concerne l'âge des phénomènes tectoniques de la région, nous avons montré (14) qu'il doit être mésocrétacé. En fait, cette tectonique a affecté les calcaires tithoniques-néocomiens de la région, mais les roches éruptives banatitiques, qui ne sont pas tectonisées et dont l'âge crétacé supérieur a été établi ailleurs par différents auteurs, traversent les zones tectoniques de notre région. Il s'ensuit que les mouvements qui ont achevé la tectonique de cette région doivent être antérieurs au Crétacé supérieur et postérieurs au Tithonique-Néocomien. L'âge du chevauchement des gneiss micacés sur les roches vertes ne peut pas être précisé par des preuves stratigraphiques. Par analogie avec la tectonique générale des Carpates, on

Institutul Geologic al României

peut le considérer pour le moment comme mésocrétacé. Le chevauchement du pays cristallin sur les conglomérats stéphaniens peut être considéré comme mésocrétacé, parce que plus au S le cristallin chevauche sur les termes mésozoïques jusqu'au Néocomien.

Nous décrirons dans les pages suivantes les unités tectoniques et les zones de dislocation importantes de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană, de W à l'E (Fig. 7):

L'unité des gneiss micacés;

L'unité des roches vertes;

La zone des calcaires mésozoïques;

La zone de chevauchement entre le complexe des gneiss micacés et le complexe des roches vertes;

La zone de chevauchement (la zone mylonitique) entre le complexe des roches vertes et le Carbonifère supérieur.

I. LES UNITÉS TECTONIQUES

A) Le complexe des gneiss micacés

Nous avons vu (page 291) que ce complexe, constitué en majorité par des paragneiss, est divisé par le synclinal de calcaires mésozoïques en deux zones tectoniques secondaires, l'une à l'W, formée de paragneiss à schistosité plane — la zone de Bocșița-Drimoxa — et l'autre à l'E, constituée de paragneiss plissotés — la zone de Buchin.

Les schistes cristallins des deux zones plongeant sous les calcaires, le complexe micacé prend l'allure d'un synclinal disloqué, à deux flancs différemment affectés par les mouvements orogéniques: le flanc W n'est pas tectonisé, cependant que le flanc E — la zone de Buchin — a une structure d'écailles chevauchées vers l'E; les bancs gneissiques plus résistants ont été poussés sur les roches schisteuses fortement plissées (Pl. VI). Une de ces écailles se détache de la zone de Buchin et s'enfonce entre la zone des épigabbros et le reste du complexe des roches vertes.

Sur la rive droite de la Valea Ferendiei, entre les deux lacs, on trouve un banc compact, noir-vert, de quelques centimètres d'épaisseur, pincé entre les gneiss et les schistes chloritiques. C'est une roche complètement mylonitisée. Au microscope elle nous présente des lits onduleux et tordus de micas et de chlorite, entrelacés sur un fond très fin de quartz. Tous les minéraux ont été réduits en poudre. La présence de cette roche est un argument de plus pour la tectonique disloquée de la zone de Buchin.

Institutul Geologic al României

B) Le complexe des roches vertes

Cette unité, serrée entre le complexe micacé et le synclinal paléo-mésozoïque de Reșița—Moldova, est formée de plis isoclinaux et d'écailles poussées vers l'E, le sens général du plongement des schistes étant vers le NW. On peut y distinguer deux zones tectoniques: une, plus réduite, la zone des épigabbros, et l'autre, plus grande, formée du reste du complexe.

La zone des épigabbros, développée le long de la limite NW du complexe des roches vertes, s'enfonce entre les paragneiss, dans les environs de la clairière Poiana Colțan. Elle est séparée du reste du complexe par l'écaille de paragneiss de Poieți, qui s'effile vers le NE, de manière que la zone des épigabbros vient en contact avec la zone des roches porphyrogènes et tufogènes. C'est un contact tectonique marqué par des roches écrasées, difficile à suivre au-delà de la Bârzava.

La partie la plus grande du complexe est formée, comme nous avons vu (page 309) par deux zones lithologiques: celle des roches vertes porphyrogènes et tufogènes et celle des épigranites et des épidiorites.

Les roches vertes sont relativement laminées, notamment vers la limite E du complexe. Il est possible que les roches vertes d'apparence agglomératique ne soient qu'une puissante brèche tectonique, d'autant plus qu'elles sont au voisinage immédiat de la zone de chevauchement du pays cristallin sur le Carbonifère supérieur.

II. LES ZONES DE DISLOCATION

Notre région est traversée par trois zones de dislocation longitudinales, marquées par des roches écrasées et mylonitisées.

A) La zone des calcaires mésozoïques

C'est un synclinal formé de conglomérats, grès et calcaires mésozoïques (voir chap. II). Il est pincé entre les deux zones du complexe des gneiss micacés dont les schistes plongent de deux côtés sous les calcaires.

La zone des calcaires est disloquée et interrompue çà et là, de sorte qu'elle est décomposée en une série de masses lenticulaires et de blocs de dimensions variées (voir la carte géologique). Il y a trois portions plus compliquées dans cette zone: la partie supérieure de la Valea Măgurii, la région de Colțan et celle d'Ocna de Fer.

Dans la Valea Măgurii la zone est interrompue, la masse des calcaires étant décrochée obliquement dans la direction E-W. La ligne de dislocation peut-être aisément poursuivie grâce à la différence d'aspect des paragneiss

Institutul Geologic al României

des deux zones cristallines voisines et grâce aux blocs de calcaires, de conglomérats et de grès qu'on rencontre le long de cette ligne.

La masse des calcaires d'Ezeriș paraît être déversée vers le SE: elle semble avoir été poussée sur la zone de Buchin.

Dans la masse de Cărările les conglomérats apparaissent tantôt sous le flanc E, tantôt sous le flanc W. Elle est accompagnée d'une série de petites lentilles isolées de calcaires et de grès. Ce fait milite en faveur des dislocations longitudinales parallèles à cette masse.

Dans les environs de Colțan la tectonique a l'air plus compliquée, chaotique (voir carte spéciale, au coin de la carte géologique). Le synclinal est brisé en plusieurs blocs séparés. Ce sont: au nord de la Bârzava, le bloc de Buza Cărărilor, séparé par une faille transversale de la masse de Cărările; au S de la Bârzava, la masse de Colțan, elle-même divisée par un coin de conglomérats et de gneiss laminés, les deux petits blocs d'Ogașul Colțan et les deux lames de calcaires qui raccordent ce chaos à la masse qui suit vers le Sud.

Dans la Valea Moraviței, à Ocna de Fer, la zone des calcaires est interrompue depuis la mine de Paulus jusqu'au Dealul Dănilii. Sur cette distance on ne trouve que les petits blocs calcaires des mines de Franciscus et de Terezia.

La tectonique des grandes masses calcaires est encore compliquée par des failles rencontrées dans les diverses mines. Toute cette tectonique paraît être déterminée par un système de failles transversales en connexion avec des soulèvements axiaux. En somme, c'est une tectonique de fond de synclinal pincé, irrégulièrement fracturé et disloqué.

La zone est accompagnée par des filons de kératophyres quartzifères intrus dans les lignes de faible résistance près du flanc E de la zone.

Le long de cette zone de dislocation les diverses roches sont plus ou moins affectées par les phénomènes tectoniques. Les gneiss du voisinage immédiat de la zone des calcaires sont souvent écrasés. Notamment les gneiss aplitiques sont traversés par des zones d'écrasement, les minéraux étant réduits à des dimensions inférieures à 0,01 mm. Les calcaires aussi ont été bréchifiés, comme on peut très bien l'observer dans la partie N de la carrière de Colțan, ou bien ils sont fortement diaclasés, par exemple sur le flanc SE des calcaires, dans la Valea Ferendiei.

B) La zone de chevauchement entre les gneiss micacés et les roches vertes

Cette zone de dislocation, qui partage le soubassement cristallin de la région en deux unités tectoniques importantes, est formée de deux dislocations en relais, l'une qui va de la Valea Trestiei (Ezeriș)

Institutul Geologic al României

vers le SW, jusqu'à Poiana Colțan, et l'autre qui se développe depuis l'Ogașul de la Poieți vers le SSW, jusque dans la Valea Dognecei. La seconde dislocation peut-être suivie vers le NE jusque dans la Valea Bârzavei, grâce aux roches bréchifiées, et probablement même au-delà, si l'on tient compte des affleurements de gneiss micacés laminés qu'on rencontre dans l'Ogașul Stupinii et l'Ogașul Faurului (Fig. 9).

Le long de cette dislocation les gneiss micacés ont été chevauchés sur les roches vertes, comme on peut le déduire du sens général du plongement vers le NW des plis et des écailles des deux unités voisines, d'après la convexité vers l'E de l'écaille de Poieți et d'après l'angle rentrant vers l'W formé par la ligne de chevauchement dans la Valea Ferendiei. La position du plan de chevauchement est peut-être variable — hésitante — même verticale (Fig. 8), ce qui est difficile à juger par suite du manque de coupes plus profondes. La zone de chevauchement est soulignée par les filons de kératophyre et de quartz hydrothermal fortement développés dans les environs de la Valea Ferendiei.

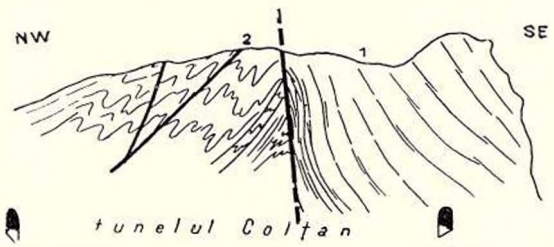


Fig. 8. Chevauchement des gneiss micacés sur les roches vertes au tunnel de Colțan, Valea Bârzavei, Bocșa Montană.
Longueur environ 100 m.
1. Roches vertes tufogènes de la zone des épigabbros
2. Paragneiss de la zone de Buchin

Cette importante zone de dislocation est marquée par toute une série de roches écrasées et laminées, appartenant soit aux schistes cristallins voisins, soit à des formations sédimentaires pincées dans cette zone.

Les schistes cristallins du complexe micacé sont d'autant plus plissés qu'on approche de la zone de chevauchement où ils sont écrasés et bréchifiés. Au microscope on reconnaît tous les signes de l'écrasement: cristaux brisés à extinction roulante, structure en mortier, lamelles ployées, nodules déplacés et tournés, texture en lignes ondulées et entrecoupées. Ces roches prennent parfois l'aspect de schistes noirs laminés, comme p. ex. dans l'Ogașul Harca.

Dans le même vallon on rencontre des roches feldspathiques gris-vertes à aspect bréchifié; ce sont des gneiss aplitiques laminés.

Sur la limite E de la zone des épigabbros affleurent, çà et là, des gneiss à muscovite laminés qui sont étrangers au complexe des roches vertes. On est amené à supposer que ces roches ont une position tectonique. En vérité, elles marquent le prolongement de la ligne de dislocation qui sépare

Institutul Geologic al României

la zone des épigabbros de la zone des porphyrogènes et des tufogènes (Fig. 9). Ces roches schisteuses, de couleurs claires, blanches, gris-vertes, parfois à nuances violacées, sont des aplites laminées, formées de plagioclase, de quartz, d'épidote et de grenat, et des gneiss fortement laminés constitués par l'alternance de bandes de quartz écrasé et de bandes de plagioclase et de mica blanc.

«Quartzites verts» de l'Ogașul de la Poieți. Sur les limites de l'écaille de paragneiss de Poieți on rencontre une série de roches d'aspect quartzitique, gris-vertes. Au microscope on décèle des quartzites de type Buchin, des roches vertes porphyrogènes et des roches vertes tufogènes. Toutes ces roches sont écrasées. Dans l'Ogașul lui Nistor on trouve des brèches noirâtres, vrai pétrissage de quartzites et de roches vertes. La texture est chaotique. Les minéraux sont parfois réduits en poussière, et alors difficilement décelables (0,05—0,01 mm).

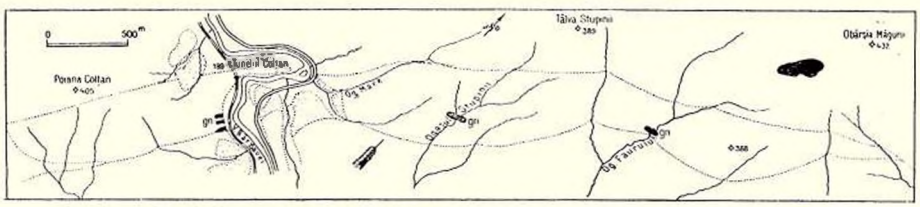


Fig. 9. Esquisse de la zone des épigabbros montrant les affleurements de gneiss muscovitiques laminés (gn).

Conglomérats. Dans l'Ogașul Mare de Mâniom, sur la ligne de chevauchement, se trouvent des roches fortement laminées, qui laissent voir au microscope une masse inextricable, séricito-chloriteuse et limoniteuse, enveloppant des petits galets de quartz, parfois aussi des nodules d'albite. Ce sont probablement des conglomérats.

A la cote 297 de la Valea Ferendiei affleurent des conglomérats noirs, formés de petits galets de quartz et de quartzite, noyés dans un fond noir inextricable, parfois argileux, de chlorite et de micas secondaires. La provenance de ces conglomérats est inconnue.

Lentilles de calcaire. Dans les environs de la même cote 297 on rencontre trois lentilles de calcaires (voir carte spéciale de la région de Harca, dans le coin de la carte géologique). Ces lentilles sont pincées sur la ligne de chevauchement entre les schistes noirs laminés et les conglomérats noirs métamorphisés au contact, ou les roches vertes (Fig. 10). Les calcaires sont recristallisés et présentent deux variétés: l'une compacte et l'autre à gros grain. Cette dernière est formée d'une alternance de couches à grain fin et de couches à gros grain, ce qui met en évidence une texture schisteuse. Les grands grains de calcite présentent des maclations polysynthétiques, aux lamelles parfois ployées. Les lamelles coupées

Institutul Geologic al României

obliquement ont un pléochroïsme varié à cause de la dispersion de la lumière par réflexion (59, page 219).

Dans notre région, les schistes cristallins sont complètement dépourvus de calcaires, et ceux qui sont connus dans les environs sont d'âge mésozoïque. Il n'est pas exclu que les lentilles de calcaire décrites ci-dessus soient aussi d'âge mésozoïque.

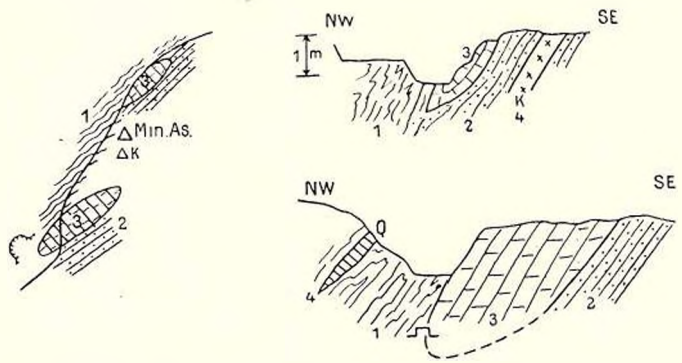


Fig. 10. Les lentilles de calcaire de l'Ogașul Harca.

A gauche: esquisse de la partie inférieure de l'Ogașul Harca (échelle approx. 1:2000).
A droite: coupes à travers les lentilles de calcaire. Largeur de la grande lentille: 3 m.).

1. Schistes noirs laminés
2. Cornéennes (conglomérats métamorphisés au contact)
3. Calcaires laminés
4. Kératophyre quartzifère (K), quartz hydrothermal (Q)

Δ Min. As. = Blocs de minerais d'arsène
Δ K = Blocs de kératophyre quartzifère

C) La zone mylonitique entre le complexe des roches vertes et le Carbonifère supérieur

C'est une zone de dislocation d'une grande importance tectonique. Elle marque le chevauchement du pays cristallin sur le Carbonifère supérieur du synclinal paléo-mésozoïque du Banat occidental. Elle est développée tout le long de la limite orientale du soubassement cristallin et accuse une largeur variable, qui peut atteindre 200—400 m dans la moitié de NE de la zone. Là, elle se complique d'une lame-écaille de roches vertes (Fig. 11). La partie SW de la zone, plus mince (100—200 m), contient de petites écailles de Stéphanien. De Valea Locai vers l'Ogașul Fusului la zone mylonitique s'étrangle brusquement. Elle est en quelque sorte décrochée.

La zone mylonitique est formée de diverses roches laminées, à savoir: phyllites satinées, conglomérats laminés de type Cârșie, quartzites de Tâlva Mare. La direction générale des couches varie entre NE et ENE et leur

Institutul Geologic al României

plongement est vers le NW. La structure tectonique de la zone mylonitique, en écailles chevauchées vers l'E, est une vraie structure de rabotage. En réalité, on trouve dans cette zone des coins de roches vertes et de roches détritiques du Stéphanien, puis, dans la partie SW, des masses de quartzites de Tâlva Mare qui surgissent des profondeurs de cette zone comme des écailles déracinées. D'autre part les conglomérats laminés de type Cârșie sont capricieusement répartis dans cette zone. La lentille de schiste cal-

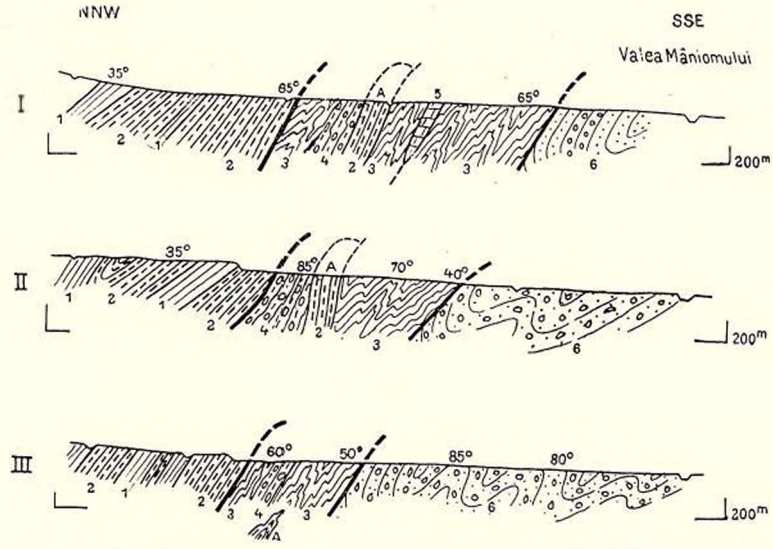


Fig. 11. Coupes à travers la zone mylonitique le long de trois vallons affluents de la Valea Mâniomului: I. Ogașul Măguriște; II. Og. Olariului; III. Valea Mieilor.

Complexe des roches vertes:

1. Roches vertes tufogènes
2. Épidiorites et roches vertes d'apparence agglomératique.

Zone mylonitique:

3. Phyllites satinées
4. Conglomérats laminés (type Cârșie)
5. Schiste calcaire

A. Écaille d'épidiorite et de roches vertes d'apparence agglomératique.

Carbonifère supérieur:

6. Grès et conglomérats

caire tout à fait isolée, qui affleure dans l'Ogașul Măguriște, achève l'image tectonique de la zone. L'intensité de la poussée du pays cristallin a atteint son maximum dans cette zone; aussi les roches de la zone mylonitique sont-elles le plus laminées; ce sont de vraies mylonites.

Quelques filons de porphyres dioritiques, de kératophyres et de quartz hydrothermal s'y sont logés, imprégnant de pyrite les roches encaissantes.

Institutul Geologic al României

Les roches de la zone mylonitique

Les roches qui constituent la zone mylonitique diffèrent des roches des deux complexes voisins. Elles sont muscovitiques, sériciteuses ou satinées, ce qui les distingue des roches vertes. Elles ont des couleurs verdâtres et un aspect spécial phylliteux à cause du dynamométamorphisme qu'elles ont subi. Par cela elles diffèrent des roches nettement détritiques du Carbonifère. En tout cas il est vrai qu'elles ont un caractère de transition; cela tient à ce que dans notre région le métamorphisme s'accentue de l'E à l'W et, étant donné le caractère tectonique de la zone, il est fort probable qu'une partie de ses roches provient du laminage d'écailles de roches des deux complexes voisins. En réalité il est bien difficile d'établir la provenance et l'âge de toute ces roches laminées. C'est une question encore à résoudre.

Sur le terrain on peut distinguer:

1. Les roches micacées, conglomératiques, gneissiques et schisteuses;
2. Les phyllites satinées, vertes, grises ou violet-noires;
3. Les quartzites sériciteux à texture parallèle;
4. Une lentille de schiste calcaire dans l'Ogașul Măguriște.

1. ROCHES MICACÉES CONGLOMÉRATIQUES, GNEISSIQUES, SCHISTEUSES

Sous ce titre sont réunies des roches dont le caractère commun est la présence de la muscovite. Elles ont des couleurs gris-claires, gris-vertes ou vert-brunes.

Les plus caractéristiques sont les « conglomérats de Cârșie », dénommés d'après la colline du même nom située en face de la gare de Mâniom. Ils sont formés de galets ellipsoïdaux d'un gneiss granitique à muscovite (Pl. IV, Fig. 4). La position de ces conglomérats dans la zone mylonitique n'est pas fixe. On en trouve près de la limite W de la zone, séparés par une lame de roches vertes (Fig. 11), ou près de la limite E (Valea Bârzavei), ou bien dans l'intérieur de la zone. Il y a aussi d'autres conglomérats, plus petits et plus laminés, qui finissent par prendre l'aspect de gneiss schisteux (Ogașul Pietrii, en face de la gare de Mâniom).

Les galets qui constituent tous ces conglomérats sont formés par des orthogneiss et des quartzites.

Les galets les plus répandus sont les ellipsoïdes aplatis de couleur claire qui se trouvent dans les conglomérats de Cârșie. Ce sont des g n e i s s g r a n i t i q u e s à m u s c o v i t e, à grain moyen, composés de plagioclases acides 50—57%, de quartz 45—40%, de muscovite 4—2% et de grains d'apatite et de minerai opaque 1%. Les plagioclases présentent de fines maclations polysynthétiques ou bien des macles en « Schachbrettalbite ».

Institutul Geologic al României

Ce gneiss est quelque peu écrasé (notamment le quartz). Dans l'Ogaşul Fusului des galets semblables, mais violacés, contiennent au lieu de muscovite des grains d'épidote.

Les conglomérats laminés de l'Ogaşul Pietrii sont formés de gneiss vert-bruns constitués de lentilles de quartz écrasé (35%), englobés dans un fond granoblastique de plagioclases acides (45—50%) complètement écrasés et pleins de séricite. On y trouve encore de la biotite (10%) à auréoles pléochroïques et de la muscovite (5%), puis de l'apatite, du minerai (1—2%). Cette roche, qui a été un granite à deux micas et à plagioclases séricitisés, est maintenant fortement laminée. Elle rappelle le granite à plagioclases séricitisés de la Valea Moraviţei (voir page 308) et quelques galets du Stéphanien (page 322).

La provenance de tous ces orthogneiss est inconnue. Ils sont étrangers à notre région.

Outre les orthogneiss, on trouve dans les conglomérats de l'Ogaşul Pietrii et dans leur prolongement dans la chaussée, aussi des galets de quartzites sériciteux, gris-verts, formés en majorité de quartz 85—90% et le reste de: muscovite, séricite, biotite, chlorite, albite, tourmaline, épidote, titanite, rutile, magnétite, apatite et zircon. Ces quartzites rappellent beaucoup les quartzites sériciteux de Tâlva Mare.

Le ciment des conglomérats de Cârşie est une roche schisteuse, vert-brune, laminée, à structure blastopsammitique et formée de grains arrondis de quartz, d'albite écrasée, de lamelles de muscovite et de biotite verte, d'un réseau de paillettes de micas secondaires enveloppant les grains, et des fragments de tourmaline et d'apatite. Quand le laminage est plus avancé, les micas secondaires forment une trame très développée qui renferme les produits de trituration des autres minéraux.

Les roches schisteuses muscovitiques à aspect de gneiss, qu'on rencontre dans la zone mylonitique, nous offrent au microscope des aspects très semblables au ciment décrit. Il est fort probable qu'elles représentent des microconglomérats, ou bien le ciment des conglomérats, mais fortement laminé.

2. LES PHYLLITES SATINÉES

Ce sont les schistes satinés verts, gris ou violacés, caractéristiques pour la zone des mylonites. Au microscope ils ont une structure lépidoblastique et une texture d'ultra-mylonites, linéaire ou plissotée. Sur un fond très fin de quartz se superpose une trame de séricites à texture linéaire ou bien en zig-zag (Pl. I, Fig. 2). On observe parfois des restes de lentilles de quartz complètement écrasées et même des fragments de feldspaths et de minéraux accessoires. Ces roches sont des ultra-mylonites provenant, en partie du moins, de grès et de conglomérats décrits ci-dessus.

Institutul Geologic al României

3. LE SCHISTE CALCAIRE DE L'OGAȘUL MĂGURIȘTE

C'est une petite intercalation dans les phyllites satinées. Elle est formée en majorité de carbonates et de quelques rares grains de quartz. Une fine poussière graphitique et l'alternance des lits à grains fins et à grains plus gros marque la texture parallèle de la roche.

L'âge et la provenance de ce schiste sont inconnus.

4. LES QUARTZITES DE TÂLVA MARE
(Quartzites sériciteux à texture parallèle)

Dans la moitié S de la zone mylonitique, sur les collines plus élevées, on rencontre des masses quartzïtiques plus ou moins sériciteuses à couleurs claires. A l'œil nu on remarque parfois de petites tourmalines aciculaires. Ce sont des paraquartzites à structure granoblastique et à texture parallèle, formés en majorité (85—95%) de quartz et puis de séricite, de magnétite, de zircon, de rutile, de tourmaline et de titanite [1]).

En dehors des limites de la région, ils constituent des masses importantes dans les collines Tâlva Mare (d'où leur nom), Tâlva Mică et Mâniomelu au N du village de Mâniom. Dans notre région ils se trouvent exclusivement le long de la zone mylonitique, depuis Tâlva Locai vers le SW. Ils sont plissés N 35—60° E, plongeant le plus souvent vers le SE. On ne les rencontre que sur les collines au-dessus de 450 m d'altitude et jamais dans les vallons voisins (sauf les blocs écroulés, très nombreux).

Des quartzites identiques ont été décrits à Moldova Nouă, dans les schistes cristallins près de leur limite E. Joh. v. Böckh (32, page 11—12) les considère comme dévoniens, ce qui ne serait pas impossible si les quartzites sériciteux des conglomérats laminés de la zone mylonitique étaient identiques à ceux de Tâlva Mare.

Pour le moment, nous basant sur l'étude de la zone mylonitique, nous sommes enclins à considérer les quartzites de Tâlva Mare comme des lentilles et des écailles déracinées, pressées vers les hauteurs de la zone.

CHAPITRE IV

LES BANATITES

I. HISTORIQUE

B. v. Cotta (15, page 13) a abordé le premier l'étude détaillé des roches éruptives d'âge crétacé supérieur du Banat, et il a été aussi le premier à relever la difficulté de classer ces roches, à cause de la grande variabilité

[1]) On trouve aussi du quartz hydrothermal et des kératophyres associés à ces quartzites. Ils seront décrits dans le chapitre suivant.

Institutul Geologic al României

de leur structure et de leur composition minéralogique quantitative. Mais il a reconnu que toutes ces roches, aussi variées qu'elles soient, sont « consanguines », et c'est pour cela qu'il leur a donné le nom de « banatites ». Par cette dénomination il voulait désigner non pas une certaine roche, mais bien l'ensemble des roches éruptives du Banat, qui ont fait intrusion après la sédimentation du Jurassique et peut-être même du Crétacé, mais en tout cas avant la venue des basaltes tertiaires. Le terme de banatite implique donc la notion de province pétrographique, dont les diverses roches peuvent être des granites, des syénites, des diorites, des porphyres, etc.

J. NIEDZWIEDZKI (44), G. v. RATH (52—54), HJ. SJÖGREN (71) parlent de diorites quartzifères et J. SZABÓ (73) de trachytes à andésine et quartz.

W. C. BRÖGGER (9), se basant sur une ancienne analyse de SCHEERER (66) [1]), cherche à restreindre la notion de banatite, l'employant pour les roches faisant passage entre les monzonites et les adaméllites, pour les « mittelsaure Quarzmonzonite », à 62—66% de SiO_2.

D'après A. OSANN (48) et E. WEINSCHENK (77, page 71) les banatites sont des granodiorites, resp. des diorites quartzifères.

---

[1]) L'ouvrage de SCHEERER étant difficilement trouvable, nous estimons utile de reproduire ci-dessous l'analyse et la description de la banatite de Sasca.

Bergrath Professor Dr. SCHEERER: « Über die chemische Constitution der Plutonite ». (Festschrift für das Jubiläum der Bergakademie Freiberg, 1866).

Page 17, numéro XVII:

« Syenit-Granit von Szaszka im Banat. Weisser Feldspath, Quarz, schwarzer Glimmer und mehr oder weniger eines schwarzen hornblendartigen Minerals bilden ein mittelkörniges Gemenge, welches durch hervortretende Partien des weissen Feldspaths einen porphyrartigen Habitus erhält, der sich auch — wie man besonders unter der Loupe gewahrt — durch sechsseitige Tafeln des schwarzen Glimmers documentiert. Als mächtige und weit fortsetzende gangförmige Eruptivmasse im Kalksteine (Jurakalk) aufsetzend, der am contacte körnig krystallinisch und zum Theil erzführend geworden, stellenweise auch von Contact-Silicaten (besonders Granat) durchdrungen ist. Das zur Untersuchung verwendete Stück hatte mein Freund und College Bergrath von COTTA an der Fundstätte entnommen. »

Analyse de la banatite de Sasca
(pag. 14, No. XVII)

Si	65,84
Ti	0,41
Al	15,23
Fe	3,35
Mn	0,15
Ca	4,74
Mg	2,31
K	3,06
Na	2,96
H	0,98
	99,03

Institutul Geologic al României

D'après le traité de ROSENBUSCH-OSANN (58, page 194), les banatites « umfassen tonalitähnliche Quarzdiorite und sehr quarzarme bis quarzfreie Gesteine. Durch gelegentlich reichen, sehr selten ganz fehlenden Gehalt an diopsidischem Pyroxen, schliessen sie sich an die Augitdiorite an ».

Une étude plus récente et plus complète est celle de P. ROZLOZSNIK et K. EMSZT (62), Elle est accompagnée d'une série d'analyses chimiques.

D'après ROZLOZSNIK on peut distinguer deux groupes de banatites:

I. Les diorites quartzifères et leur suite filonienne: aplites, lamprophyres et porphyres dioritiques.

II. Les roches filoniennes d'Oravița et de Ciclova: les gabbrodiorites et leur suite (aplites, porphyres dioritiques, microgabbros), etc.

D'après ce géologue, la variété prédominante serait une banatite riche en orthose et qui correspondrait à la granodiorite de W. Lindgren (40).

ROZLOZSNIK emploie la dénomination de diorite quartzifère (Quarzdiorit) pour désigner la variété prédominante de la région Ocna de Fer-Dognecea. Il propose de supprimer le terme banatite à cause de la confusion qui en est résultée antérieurement.

Ce nom est pourtant bien nécessaire. Il n'y a qu'à lire l'ouvrage de S. v. SZENTPÉTERY sur les roches éruptives d'âge crétacé supérieur des Monts Drocea (74) pour s'en convaincre. Afin d'éviter le terme de banatite qui était tout indiqué, l'auteur utilise très souvent des noms complexes, par ex.: « la masse granite-granodioritique », « les roches granitodioritiques (dans le sens de ROSENBUSCH) », « les roches granodioritiques », etc. D'après SZENTPÉTERY ces roches ne sont pas intermédiaires entre les granites et les diorites, comme on pourrait le croire à cause des dénominations employées dans son ouvrage, mais ce sont des roches variées, localisées entre les familles des granites, des syénites et des diorites.

Nous avons tâché de démontrer que les divers essais faits pour définir de plus près la notion de banatite ne pouvaient pas réussir, parce qu'on s'efforçait de créer un type de roche bien défini, en se basant sur deux analyses anciennes de SCHEERER et de NIEDZWIEDZKI. Ces définitions, étaient imprécises et arbitraires, même fausses puisqu'elles ne tenaient pas compte des conditions de gisement et de différenciation magmatique et de toutes les variations qui en dérivent.

Il ne fallait pas rejeter la notion de banatite telle que COTTA l'a créée. Cette dénomination devait embrasser une diversité de roches consanguines formant ce qu'on appelle aujourd'hui une province pétrographique. Nous proposons de conserver cette notion dans le sens de COTTA pour désigner l'ensemble des roches éruptives, d'âge crétacé supérieur, du Banat et des régions voisines. On ne parlera plus de « banatite typique » ou de « banatite », comme d'une certaine roche éruptive ayant une certaine composition chimique et minéralogique bien définies, mais on parlera

Institutul Geologic al României

d'une «province des banatites», de la «différenciation des banatites», de la «suite filonienne des banatites», etc.

II. RÉPARTITION ET GISEMENTS DES BANATITES ET LEUR DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE

Les banatites de notre région font partie de la série des affleurements, grands et petits, d'âge crétacé supérieur, qui s'alignent du N au S sur la bordure W des Monts du Banat, entre le Danube et le Mureș.

Au N du Mureș se trouve un massif de roches semblables dans les Monts Drocea, près de Soborșin. Il résulte de l'étude de S. v. SZENTPÉTERY (74) que ce sont des roches granito-dioritiques identiques aux banatites. Selon le même auteur, les roches éruptives d'âge crétacé supérieur de la région Baia de Criș-Zam et des Monts du Bihor leur sont apparentées.

Les banatites se rencontrent aussi vers le S en Yougoslavie.

La position tectonique des banatites entre les Carpates et la Dépression pannonienne a été comparée par E. ARGAND (1) à la position de la « cicatrice tonalitique » (MICHEL LÉVY) ou des « granites périadriatiques » (Salomon) sur la ligne alpino-dinarique.

Dans la région Ocna de Fer—Bocșa Montană, les banatites constituent un massif accompagné d'une série d'apophyses et de filons. Les filons se retrouvent le long des zones tectoniques de la région.

Nous donnerons d'abord la description géologique de ce massif, que nous ferons suivre de la description pétrographique des banatites.

A) Le massif Ocna de Fer—Dognecea

Ce massif de banatites est logé dans le soubassement de schistes cristallins de la région. Vers le N, dans la Valea Bârzavei, il se raccorde au grand massif de banatites de Bocșa (Areniș), vers le S il s'effile à Dognecea.

La partie étudiée a une longueur de 8 km et une largeur de 1—4 km. Elle a une forme très curieuse à cause des lambeaux et des prolongements de schistes cristallins couvrant les parties hautes du massif. Ce sont des témoins de l'ancien toit du massif de banatites. On les rencontre depuis Tâlva Drenii (Pl. IV, Fig. 1) jusqu'à Culmea Glück Auf (voir la carte géologique). Le prolongement de schistes cristallins, figuré par GY. HALAVÁTS (29) sur la Culmea Terezia, n'existe pas. On y trouve, par contre, les restes d'un dépôt pontien (voir chapitre Néozoïque).

Le massif de banatites représente donc la partie supérieure d'un laccolite, dont on peut reconstituer, à peu

Institutul Geologic al României

près, la voûte à l'aide des lambeaux et des prolongements cités (voir planche de profils). La surface de la voûte est probablement très irrégulière, accusant un relief accidenté, ce qu'on peut déduire du fait qu'on n'a pas encore atteint la base du synclinal du Dealul Dănilii, bien que les galeries les plus profondes se trouvent sous le niveau de la Moravița, qui passe en plein massif éruptif.

Les schistes cristallins entourant le massif ont en général un plongement périclinal.

Les roches qui constituent ce massif sont des granodiorites, des granites et des aplites. Dans les régions périphériques du massif, sous le toît de schistes cristallins, les roches ont été soumises à des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux intenses; elles ont été imprégnées de divers minerais ou bien lardées de roches filoniennes acides.

Dans la partie N du massif, des deux côtés de la Moravița, prédominent les granites banatitiques, avec beaucoup d'orthose et peu de minéraux ferromagnésiens. Ce sont des roches gris-roses, finement grenues, parfois porphyriques. A l'œil nu on reconnaît un feldspath rose (l'orthose), les grains de quartz et quelques paillettes de biotite. Dans la variété porphyrique ce sont les plagioclases blancs et les prismes verts d'amphibole qui ressortent surtout. Vers le N les roches sont altérées, arénacées, passant aux aplites.

La partie du massif la plus grande est constituée de granodiorites. Ces roches gris clair, à grain moyen, très souvent faiblement porphyriques, sont caractérisées par les nombreux cristaux idiomorphes de plagioclases entourés de hornblende, de biotite, de feldspath et de quartz. La structure, la texture et la composition minéralogique quantitative de ces roches varient entre certaines limites, d'une partie à l'autre du massif. On ne peut pas suivre sur le terrain toutes ces variations [1]), qui nous démontrent que des conditions de labilité magmatique continue régnaient dans ces parties périphériques du massif, près de la voûte du laccolite. Vers le S les granodiorites deviennent un peu plus basiques, plus fines et un peu plus foncées, à cause des minéraux ferromagnésiens un peu plus abondants.

On trouve parfois des granodiorites porphyriques plus acides, de couleur claire, faisant transition aux porphyres granodioritiques acides.

Dans les granodiorites on trouve fréquemment de petites séparations mélanocrates, gris-noires, à grains fins, riches en éléments noirs et à phénocristaux sporadiques de plagioclases, de hornblende ou de biotite. Elles sont marquées sur la carte là où elles sont le plus visibles.

[1]) Cette remarque est valable pour toutes les banatites.

Institutul Geologic al României

Autour du massif et dans ses parties périphériques on rencontre fréquemment des aplites et des micropegmatites, finement grenues, parfois compactes, blanches, jaunes, rosées. On remarque souvent des parties à grains plus gros près des portions à grains fins. On reconnaît alors la biotite, le quartz, l'orthose, le plagioclase et très rarement une hornblende (Terezia Mare); on peut voir aussi, sur les faces de l'orthose, les associations micropegmatitiques. On rencontre ces roches un peu partout dans le massif des banatites. Elles sont fréquentes dans la région de Godinova et notamment dans le massif de Bocșa, où elles forment des masses importantes (29, 30, 62). Dans la carrière de Groza Mare on trouve aussi des séparations pegmatitiques à grands cristaux (de quelques cm) d'orthose, de quartz et de biotite, et à petits cristaux d'albite et d'épidote. Ces minéraux forment aussi de petites géodes miarolitiques. Des filonnets de quartz éruptif affleurent par endroits. Ils contiennent de rares feldspaths.

Les phénomènes hydrothermaux sont très répandus; ils sont représentés par des quartz hydrothermaux et par des porphyres intensivement transformés et associés à des minerais pyriteux faiblement aurifères. Ces roches hydrothermalisées, blanches, jaunes, brunes, à aspect felsitique, sont très fréquentes dans la région du Cracul cu Aur, où l'on trouve de nombreuses galeries abandonnées, qui ont servi à la recherche de l'or. Dans la région de la Culmea Glück Auf et de l'Ogașul Bradului ces roches sont encore plus abondantes. Ce sont parfois de vrais filons faisant saillie, comme p. ex. le filon de l'Ogașul Bălean.

B) Les apophyses de banatites

Dans le voisinage du massif décrit, affleurent des masses éruptives de dimensions réduites (de quelques dizaines à quelques centaines de mètres), qu'on peut considérer comme des digitations de la masse des banatites. Ces apophyses sont caractérisées par une grande variation de structure et de composition. Les aspects mégascopiques et microscopiques varient à chaque pas, de sorte qu'on peut remarquer toutes les transitions entre les diverses roches. Ce sont des roches grenues à grain varié, parfois porphyriques. Elles ont des compositions granitiques jusqu'à gabbroïdes, plus fréquemment granogabbroïdes.

La cause de cette variabilité des apophyses de banatites doit être cherchée dans la diversité des conditions physiques et chimiques qui ont régné à l'intérieur et à l'extérieur de ces petites masses de magma, mises en place près de la zone des calcaires, ou dans cette zone même. Celle-ci a été le théâtre de phénomènes de contact compliqués, qui ont métamorphisé les roches

Institutul Geologic al României

sédimentaires, les schistes cristallins et même les roches éruptives, agissant probablement aussi sur la différenciation de ces apophyses (par assimilation).

Nous donnerons ici la description de quelques-unes de ces apophyses:

1. Dans la mine Reichenstein II (Dealul Dănilii), près du « gisement central, partie récente » se trouve une petite apophyse de roches intermédiaires granito-granodioritiques, rosées, à grain fin, parfois porphyriques. On y reconnaît les plagioclases, la hornblende et la biotite. Vers le bord N les roches deviennent aplitiques (12).

2. Dans la vallée de la Moravița, entre le massif et les mines de Terezia, affleurent 4 petites apophyses, dont la plus voisine du massif (dans le vallon) est formée de roches intermédiaires granito-granodioritiques, les autres étant altérées et plutôt dioritiques.

3. Au beau milieu de la zone des calcaires, entre les mines abandonnées de Terezia et de Franciscus, se trouve l'apophyse Terezia, masquée en partie par des maisons et des remblais [1]). Les dimensions sont de 250—400 m. Cette apophyse est accessible sur la rive gauche de la Moravița et dans la paroi NE et E de l'entonnoir de Terezia Mare.

Le long du Decauville, allant de l'E à l'W, on rencontre des roches amphiboliques foncées, des granogabbros, et des roches diopsidiques gris-vertes, finement grenues, des gabbros. Ces roches sont plus ou moins imprégnées d'épidotes et de grenats. Suit une zone de gneiss percée d'une multitude de pointements éruptifs modifiés par endomorphisme. Les gneiss sont fortement métamorphisés et contiennent des grenats, des diopsides, des épidotes, des scapolites, des plagioclases basiques, de l'orthose microperthitique, des zéolites, etc. Ces roches ont conservé la structure primordiale parallèle et glanduleuse des gneiss. Elles passent à des gneiss épidotisés et puis aux gneiss aplitiques et d'injection normaux. En face de la galerie Terezia, derrière les maisons, on retrouve l'apophyse, formée ici d'un granogabbro gris-bleu, à grain moyen. On y voit des hornblendes, des plagioclases, de l'orthose, de la pyrite. Par endroits le grain est plus fin et la roche contient aussi de la biotite.

Dans la paroi NE et E de l'entonnoir de Terezia Mare, la partie centrale est formée d'un gabbro quartzifère plus foncé que les granogabbros à cause de l'abondance de hornblende et du manque d'orthose.

Sur les bords de l'affleurement se trouvent des roches variées, presque noires, à grain fin (syénogabbro, mélagabbro), des roches intermédiaires et des roches plus ou moins modifiées par endomorphisme, passant aux skarns voisins. Dans la partie droite de la paroi, des filons parallèles d'aplites granitiques basiques traversent l'apophyse.

[1]) D'après les anciennes cartes minières, la partie NE de la place occupée aujourd'hui par les grands remblais de Terezia est formée par cette apophyse.

Institutul Geologic al României

4. Dans la paroi NW de Terezia Mare, prés de la masse calcaire, se trouve une petite apophyse de granodiorite ayant une structure divergente, à hornblendes, plagioclases et biotites dans une pâte plus fine. Dans la galerie d'au-dessous, la roche est un granogabbro.

5. Dans l'entonnoir de Paulus on trouve des blocs d'un granogabbro typique provenant des mines sous-jacentes. C'est la roche de l'analyse No. 8. Elle est identique au granogabbro en face de la galerie Terezia.

6. L'apophyse Ferendia (300 : 100 m), située dans la Valea Ferendiei et dans l'Ogașul Tomii, à l'W de la zone des calcaires, est constituée de roches à structure et composition très variées. La plus grande partie est formée d'une granodiorite de couleur grise, à grain fin. On y reconnaît des plagioclases, des biotites fines et de la pyrite. La structure est parfois porphyrique. Dans la digitation de cette apophyse (voir la carte) prédominent les gabbros et les granogabbros, qui présentent des variations à chaque pas.

Les gabbros, verts-bruns, à grain moyen, parsemés de pyrrhotine, laissent voir les feldspaths brun-verts et un minéral vert qui est tantôt du diopside, tantôt de l'amphibole.

Les granogabbros sont très variés: les uns sont gris-verts, riches en baguettes d'amphibole (jusqu'à 5 mm), qui leur donnent un aspect divergent; les autres, riches en biotites, ont une pâte gris-bleue à amphiboles sporadiques, d'autres encore ont une structure bréchiforme (« schlierige Struktur »), des parties pegmatoïdes et porphyriques alternant avec des parties à grain très fin.

De plus, on rencontre dans cette petite digitation des roches à épidote et des roches presque exclusivement amphiboliques (produits d'assimilation, d'autopneumatolyse?).

Dans la Valea Ferendiei, sur le bord E de la digitation on trouve un lamprophyre noir-brun. Sur la limite W de l'apophyse dans l'Ogașul Tomii affleure une micropegmatite à plagioclases.

7. On trouve encore d'autres apophyses, dont deux sont plus importantes: l'une, granogabbroïde, dans la Valea Binișului, l'autre, formée de granodiorite altérée et de granogabbro, dans la partie supérieure du vallon Izvorul Negru.

C) La suite filonienne

Elle est formée d'une série de roches allant des plus acides aux plus basiques. Les filons ont généralement une composition uniforme; ils ne présentent pas autant de variations que les apophyses.

On distingue les filons suivants:

1. Filons d'aplite, de micropegmatite et de quartz éruptif. On en a parlé plus haut et on a vu que ces roches pouvaient

Institutul Geologic al României

former des filons, des masses différenciées dans le massif, peut-être même des apophyses autour de celui-ci. Les aplites présentent parfois des salbandes compactes, nettement délimitées, d'autres fois elles sont dépourvues de salbande et leur limite se confond avec la granodiorite. Les premières sont postérieures à la consolidation du massif, les secondes sont venues à la fin de celle-ci.

2. Filons de kératophyre quartzifère et de quartz hydrothermal. Les kératophyres quartzifères sont des porphyres blancs ou verdâtres à phénocristaux d'albite, rarement de quartz, et à pâte fine, parfois terreuse. Ces roches accompagnent les zones de dislocation. Près du flanc E de la zone des calcaires, on trouve le filon de l'Ogașul Buchin (8 m d'épaisseur) et d'autres plus petits. Sur la zone de chevauchement les kératophyres sont bien développés dans l'Ogașul de la Firizi (80 m d'épaisseur), dans l'Ogașul Harca et à l'origine de l'Og. Ciobanului. On les trouve aussi dans la zone mylonitique. Les porphyres hydrothermalisés du massif de banatites ont des aspects semblables. Mais ce sont d'anciens porphyres granodioritiques.

Les quartz hydrothermaux, de couleur blanche, jaune et brune, sont des roches compactes, felsitiques, saccharoïdes, ou bien bréchoïdes. Elles forment des filons et des masses rocheuses le long de la zone de chevauchement, sur les hauteurs de Tâlva cu Piatră, Harca Bocșei, Cioaca lui Ion. On les retrouve dans la zone mylonitique parmi les quartzites de Tâlva Mare.

Les kératophyres et les quartz hydrothermaux de la zone de chevauchement sont intimement liés entre eux. Ces derniers ne sont parfois que des kératophyres silicifiés et hydrothermalisés. Dans un même filon on remarque que les parties basses, dans les vallons, sont formées de kératophyres, tandis que sur les hauteurs prédominent les masses de quartz.

3. Filons de porphyres granodioritiques et dioritiques. Ces roches présentent des phénocristaux de plagioclases, de biotite, d'amphibole, rarement de quartz, et une pâte microcristalline ou compacte allant du gris clair au gris foncé, noirâtre ou verdâtre, selon la basicité de la roche.

Dans un même filon les roches présentent parfois des variations dues à une répartition inégale des phénocristaux. Dans les parties où ceux-ci font défaut, la roche prend un aspect de lamprophyre, cependant que dans les parties à phénocristaux très abondants la roche revêt l'aspect d'une banatite grenue (Fig. 12).

Sur le terrain on ne peut distinguer les deux sortes de porphyres, du fait que des porphyres foncés peuvent être encore granodioritiques, p. ex.: la roche de Terezia Mică (analyse No. 7).

On rencontre ces filons de dimensions réduites (quelques mètres) fréquemment dans la région à l'W du massif, dans la zone des calcaires

Institutul Geologic al României

près du massif et dans le complexe des roches vertes entre la Valea Dognecei et la Valea Locai. Il y en a qui sont très altérés.

4. Filons de lamprophyre. Plus rares que les autres, ces roches filoniennes sont compactes, de couleur foncée, noire, brune, verte, d'autant plus claire que les roches sont plus altérées. A l'œil nu on reconnaît de petits et rares phénocristaux de plagioclases, de biotite et d'amphibole, qui peuvent même faire complètement défaut. Ces roches forment des filons de quelques mètres, dans le massif même, ou dans les roches environnantes. Jusque là nous avons trouvé des malchites, des kersantites-minettes, des odinites et une camptonite.

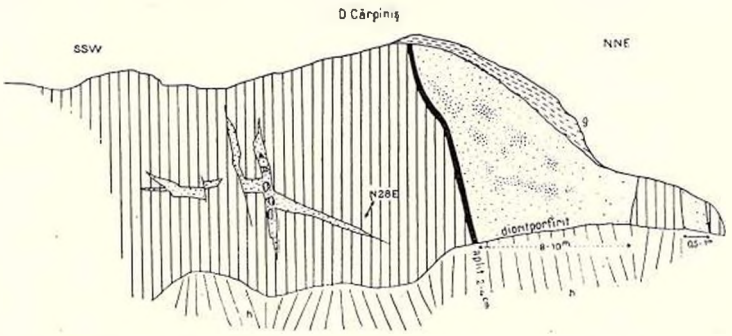


Fig. 12. Filons de porphyre dioritique et d'aplite dans les gneiss glanduleux de l'ancienne carrière de la colline de Cărpiniș, entre Văsiova et Bocșa Română. Dans le filon plus grand, on remarque des portions grenues déterminées par l'accumulation locale des phénocristaux.
g = éboulis
h = teril (remblais)

Les malchites sont des roches compactes, noirâtres. A l'œil nu on remarque de fines baguettes noires et soyeuses (pseudomorphoses de biotite) qui sont caractéristiques pour ces roches, des points blancs (feldspaths), des pyrites fines et des filonnets verts d'amphibole. On trouve des malchites dans l'entonnoir de Terezia Mare formant la moitié SW du filon central [1]), dans la mine Paulus et dans la Valea Binișului, près de l'apophyse granogabbroïde.

Les minettes et les kersantites, gris foncés, à grain fin, forment un filon d'une largeur de 8 m dans les calcaires de la galerie Reichenstein I, à 130 m SW du puits à ludwigite (12). C'est un filon composé, formé de parties de minette à rares phénocristaux de biotites et de parties de kersantite à phénocristaux de plagioclases et de biotite. Au contact du filon

[1]) Filon composé de direction NW—SE, dans le milieu de l'entonnoir de Terezia Mare.

Institutul Geologic al României

s'est formée une mince bande de grenat et d'épidote, qui se ramifie dans la pâte éruptive. Le calcaire est serpentinisé (zone marginale verte).

Les odinites, les lamprophyres les plus répandus, sont des roches compactes vert foncés, à rares phénocristaux de plagioclases ou d'amphibole. Elles forment des filons minces (1—2 m).

Dans l'Ogașul Bradului, sur son affluent droit, on trouve des blocs d'une roche brun clair, riche en phénocristaux de feldspath, de biotite et d'amphibole, ces deux dernières ayant une couleur brune-rouge. Au microscope on reconnaît la hornblende basaltique. La roche est une camptonite banatitique.

Relations d'âge entre les roches filoniennes: Dans les granodiorites de la carrière de Groza Mare se trouve un filon vertical d'odinite de 0,5 m d'épaisseur, de direction N60°W (Pl. VII, Fig. 3). Le long de ce filon et dans son milieu se trouve un autre filon plus mince, de porphyre granodioritique acide. Celui-ci présente une salbande très mince et compacte. Il contient des enclaves d'odinite. Le porphyre est donc plus récent que l'odinite.

Le filon central de Terezia Mare est formé de deux moitiés longitudinales: l'une de malchite (SW), l'autre porphyrique (NE). Le porphyre granodioritique présente une salbande très mince vers la moitié en malchite, il est donc plus récent que celle-ci.

D'autre part, dans cette malchite nous avons trouvé des enclaves de granodiorite d'apophyse et de gabbro à plagioclases. La malchite est donc plus récente que ces roches-ci.

III. CLASSIFICATION ET EXAMEN MICROSCOPIQUE DES BANATITES

A) Classification des banatites à l'aide de la méthode de Johannsen

La classification des banatites est un problème assez délicat, à cause des variations fréquentes de structure et de composition minéralogique quantitative et à cause de toutes sortes de transitions existant entre les diverses banatites. L'application des méthodes quantitatives a été nécessaire afin de pouvoir étudier les variations des banatites, c'est-à-dire leur différenciation, et présenter une classification plus naturelle, en tenant compte des groupements qu'on peut distinguer dans l'ensemble de ces roches.

Dans ce but a été utilisée la méthode de classification et de représentation graphique proposée par Albert Johannsen (35—38). Dans les nombreuses lames minces de banatites a été évalué le pourcentage des divers minéraux, en comparant les lames à des diagrammes semblables à

Institutul Geologic al României

ceux recommandés par JOHANNSEN (35, pg. 67, Fig. 3—8) et par A. HOLMES (34, pg. 314 et 324). Nous reconnaissons que ces évaluations ne peuvent pas être fort exactes, mais elles sont néanmoins préférables aux appréciations telles que « peu », « beaucoup », « sporadiquement », qui ne disent rien [1]).

La comparaison des fiches de pourcentage des lames minces a mis en évidence des groupements de roches, confirmés aussi par l'examen micros-

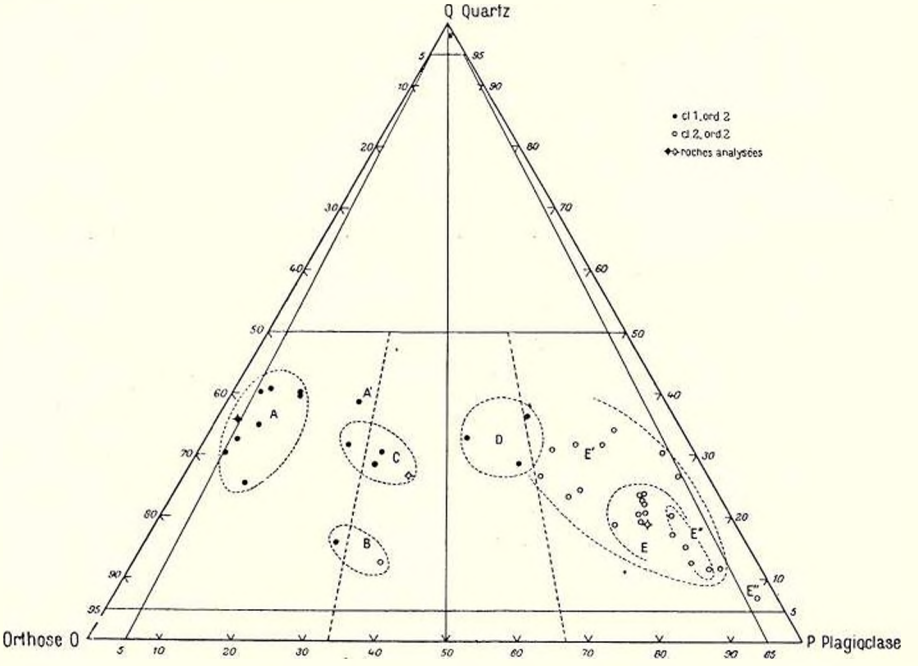


Fig. 13. Projection des banatites de la cl. 1 ord. 2 et de la cl. 2 ord. 2 (méthode de JOHANNSEN):

A = Aplites granitiques acides
A' = Aplite intermédiaire
B = Aplites granitiques basiques
C = Granites banatitiques
D = Roches intermédiaires granito-granodioritiques
E = Granodiorites
E' = Granodiorites plus acides
E'' = Séparations microgranodioritiques

copique comparatif des coupes minces. Ces groupements sont liés par des transitions qui seraient d'ailleurs beaucoup plus fréquentes si le nombre des lames était plus grande. D'après la teneur en SiO_2 des divers

[1]) Ces évaluations ont été pratiquées seulement sur les roches grenues, parce que dans les roches porphyriques à pâte cryptomère ces évaluations devenaient tout à fait incertaines.

Institutul Geologic al României

minéraux, on a calculé le pourcentage en SiO_2 de la roche. En comparant ces résultats à ceux des analyses chimiques ultérieurement effectuées, on a remarqué pour les roches grenues des différences entre $+0{,}15$ et $-2{,}5\%$ pour le SiO_2 calculé. Dans le cas des roches porphyriques, la différence ayant dépassé trois unités, on a renoncé à les évaluer.

Les pourcentages des minéraux dans chaque lame mince ont été calculés d'après la méthode proposée par JOHANNSEN (38) et les projections ont été faites d'après la même méthode. Bien que les porphyres et les lamprophyres n'aient pas été projetés, on a jugé utile de reproduire ces projections, qui mettent en évidence l'allure générale de la différenciation des banatites [1]).

Dans les diagrammes Fig. 13 et 14, on remarque que les projections des banatites occupent un espace allant des leucogranites (cl. 1, ord. 2, fam. 6′), par les granodiorites (cl. 2, ord. 2, fam. 7′) et les granogabbros (cl. 2, ord. 3, fam. 7′) aux roches gabbroïdes en général.

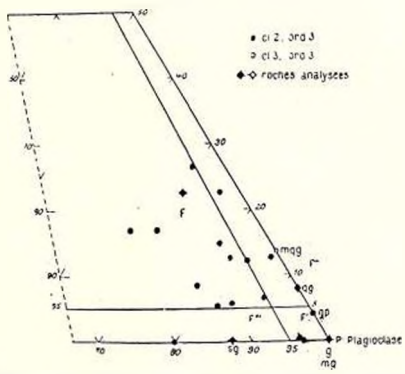


Fig. 14. Projection des banatites de la cl. 2 ord. 3 et de la cl. 3 ord. 3 (méthode de JOHANNSEN):

F = Granogabbros
F' F'' F''' = Roches gabbroïdes
g = Gabbro
mg = Melagabbro
gp = Gabbro à plagioclases
qg = Gabbro quartzifère
mqg = Melaquartzgabbro
sg = Syénogabbro

Les projections, par endroits plus denses, se groupent de la manière suivante:

a) aplites granitiques acides,
b) aplites granitiques basiques,
c) granites banatitiques,
d) roches intermédiaires granito-granodioritiques,
e) granodiorites,
f) granogabbros et roches gabbroïdes.

Nous avons vu que les granites et les granodiorites, accompagnées d'aplites, constituent le massif de banatites, tandis que les granogabbros et les roches gabbroïdes, les roches intermédiaires granito-granodioritiques et quelques granodiorites prennent part à la constitution des apophyses du massif.

En nous basant sur le mode de gisement, sur les suggestions issues de l'application de la méthode de JOHANNSEN et sur les variations de structure et de composition minéralogique des roches, nous utiliserons le schéma suivant de classification des banatites:

[1]) Plus loin on en a fait l'étude plus précise au moyen des diagrammes de NIGGLI.

Institutul Geologic al României

1. Roches du massif:
   a) Granites banatitiques,
   b) Granodiorites,
   c) Séparations mélanocrates.

2. Roches des apophyses:
   a) Roches intermédiaires granito-granodioritiques,
   b) Granodiorites d'apophyse,
   c) Granogabbros,
   d) Roches gabbroïdes,
   e) Roches soumises à des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux.

3. Roches filoniennes:
   a) Silexites (quartz), micropegmatites et aplites,
   b) Kératophyres quartzifères,
   c) Porphyres granodioritiques et dioritiques,
   d) Lamprophyres.

4. Quartz hydrothermaux et roches hydrothermalisées.

B) Composition minéralogique, structure et texture des banatites et succession de cristallisation des minéraux [1])

Avant de faire la description microscopique des banatites, il serait peut-être intéressant de voir quelles sont les variations de composition minéralogique, de structure et de texture dans la série de ces roches éruptives. Les minéraux prenant part à la composition des banatites sont les feldspaths plagioclases et orthoclases, le quartz, les amphiboles, les biotites, les pyroxènes, les minéraux accessoires et les minéraux secondaires.

Afin de pouvoir apprécier les variations approximatives du pourcentage des minéraux dans la série des banatites, on a consigné dans un tableau les pourcentages moyens des minéraux des roches projetées dans les triangles de JOHANNSEN (voir page suivante).

Nous tâcherons de suivre le développement et les variations de chaque minéral en relation avec la variation des banatites [2]).

[1]) A l'exception des quartz hydrothermaux.

[2]) N'ayant pas effectué des analyses chimiques de minéraux isolés, nous avons omis de faire des mesures optiques précises et systématiques, dont la valeur ne ressort qu'en regard des analyses chimiques des minéraux respectifs (en exceptant bien entendu les plagioclases).

Institutul Geologic al României

L' o r t h o s e, toujours microperthitique ou cryptoperthitique, est presque idiomorphe dans les granites et présente la macle de Karlsbad. Dans les micropegmatites elle est en association eutectique avec le quartz et le

	Aplites acides	Aplites basiques	Granites	Roches intermédiaires granitoïdes	Granodiorites	Séparations mélanocrates	Granogabbro	Syénogabbro	Gabbro	Gabbro quartzifère	Mélagabbro	Gabbro à plagioclases
Orthose	57,5	50	44	25	10,6	5	6,3	12	—	—	—	—
Plagioclase	4,75	27,5	24,5	40	55,5	52	56,2	70	55	44	45	70
Quartz	36	18,5	28,5	31,5	19,2	12	9	—	—	8	—	3
Hornblende												
Biotite				3	13	28	25	13 (dont diopside 11)	42 (diopside 46-5)	44	52 (dont diopside 15)	22
Diopside (dans quelques gabbros)	1,75	4	3									
Accesoires et secondaires				0,5	1,7	3	3,5	5	3	4	3	3
SiO_2 calculé	77—75	74—66	74—70	74—72	65—59	59—55	58—53	—	52—49	—	—	47?
SiO_2 analysé	76,61		70,91		63,22 et 62,14		58,20	53.37		49,92	48,39	

plagioclase. Dans les aplites elle est xénomorphe et offre très rarement la maclation du microcline. Les granodiorites et les granogabbros contiennent souvent de grandes plages d'orthose dans lesquelles sont compris les autres minéraux. Dans le syénogabbro, l'orthose enveloppe les

Institutul Geologic al României

plagioclases et se trouve incluse dans les zones externes de ceux-ci. On la rencontre dans la pâte des porphyres granodioritiques. Elle forme même des phénocristaux dans les termes les plus acides de ces roches. Dans la pâte des porphyres dioritiques l'orthose est en voie de disparition. Elle joue un rôle plus important dans les kersantites et notamment dans les minettes, dont elle constitue le substratum.

L'angle des axes optiques est relativement petit (approx. 50—60°) chez l'orthose, fait constaté aussi par P. ROZLOZSNIK (62). La même observation a été faite par S. v. SZENTPÉTERY pour les orthoses des banatites des Monts Drocea (74); elles seraient d'après lui très sodiques.

Les plagioclases offrent des aspects différents en connexion avec leur composition variée et avec le mode de gisement de la roche dont ils font partie. Ils ont été étudiés par M. ŞT. GHIKA-BUDEŞTI, à la platine Fédoroff; nous renvoyons pour les détails et pour les figures à l'ouvrage original (19).

Les plagioclases des banatites sont frais. Leur centre contient parfois des produits d'altération isotropes, difficile à étudier.

Nous avons distingué plusieurs types de plagioclases:

1. Les plagioclases des aplites acides. Ce sont des oligoclases acides à 10—15 (—20)% d'An, non zonés, petits et à maclations polysynthétiques d'après la loi de l'albite.

2. Les plagioclases des granites. On les trouve dans les granites, dans les roches intermédiaires granito-granodioritiques, dans les aplites basiques et dans quelques granodiorites plus acides à côté de leur plagioclase caractéristique. Ils sont zonés. Leur centre plus basique, craquelé, parfois petit, mais généralement dépassant la moitié du cristal, a une composition (F[1]) de 43—38—31% d'An. Autour du centre vient une zone marginale assez large dont la composition diminue graduellement jusqu'à 18% d'An (F) sur les bords. Ce sont les plagioclases à zones continues. Dans de rares cas, entre le centre et la zone marginale s'intercale une zone mince à variation rapide. Les rares noyaux à zones alternantes doivent être considérés comme faisant passage au type suivant.

3. Les plagioclases des granodiorites. Très caractéristiques pour les granodiorites et les séparations microgranodioritiques, pour les porphyres et les lamprophyres à phénocristaux d'andésine-labrador, ces plagioclases ont un aspect tout spécial à cause de leur structure en zones alternantes (Pl. III, Fig. 1 et 5; 19, Fig. 1—3). Ce sont de grands cristaux idiomorphes maclés d'après les lois de l'albite, de Karlsbad, de la péricline, de Manébach et leurs combinaisons. Ils sont entièrement constitués, du centre à la périphérie, d'une alternance

[1]) F: détermination à l'aide de la platine Fédoroff (19).

Institutul Geologic al României

répétée de zones minces, tantôt plus albitiques, tantôt plus riches en anorthite, ayant la composition des andésines et des labradors[1]). Tout cet édifice de zones est entouré d'une mince enveloppe d'oligoclase.

Généralement, du centre basique on passe vers les zones plus acides. Parfois le centre est plus acide que la zone suivante. Il est possible qu'alors la coupe soit faite à côté du centre. L'alternance des zones peut être répétée jusqu'à 6—7 fois. Elle n'est pas tout à fait régulière: il y a des zones bien développées qui ne sont plus répétées, ou bien il y a des zones qui se répètent toujours avec la même teneur d'anorthite, mais parfois des zones à composition voisine se trouvent à leur place. Les zones basiques sont souvent altérées.

Les déterminations à l'aide de la méthode FÉDOROFF ont démontré la présence de toutes les compositions des oligoclases basiques, des andésines et des labradors, de 15% d'An, à 70% d'An (et même davantage), les teneurs d'An les plus fréquentes étant comprises entre 35—52%. Voici un exemple pris de l'ouvrage de M. ȘT. GHIKA-BUDEȘTI pour illustrer la succession des zones du centre jusqu'à la périphérie: 38, 48, 38, 48, 38, 48, 32, 38, 54, 40, 42, 40, 42% d'An; la périphérie: 35—25% d'An.

Sur les coupes voisines de la face (010) on remarque très bien la forte dispersion des plagioclases et leurs zones alternantes.

Ces plagioclases à zones alternantes sont extrémement répandus. Ils prennent part à la constitution des granodiorites, qui forment la plus grande partie du massif de banatites; d'autre part les phénocristaux de plagioclase de la plupart des roches filoniennes appartiennent aussi à ce type.

Dans les roches de passage peuvent coexister divers types de plagioclases. Ainsi, dans les granodiorites plus acides apparaît le plagioclase granitique, tandis que dans les granodiorites plus basiques (p. ex. les granodiorites d'apophyse) et dans les granogabbros plus acides on rencontre tant les plagioclases des granodiorites, que le type suivant, gabbroïde.

4. Les plagioclases gabbroïdes sont plus basiques et ne présentent plus la jolie structure en zones alternantes du type précédent. Ils sont constitués d'un grand noyau basique, entouré d'une enveloppe plus acide, relativement large. Les alternances, plus rares, sont limitées sur les bords du noyau. Entre le noyau et les zones marginales s'intercale parfois une succession de zones graduellement plus acides. Cette transition peut manquer et alors le noyau basique présente un contour irrégulièrement corrodé par une substance plagioclasique plus acide. Celle-ci peut s'insinuer dans l'intérieur du noyau et le digérer même complètement, formant des plages feldspathiques plus acides dans lesquelles

[1]) Les types plagioclasiques, d'après DUPARC et REINHARD (17, p. 4).

Institutul Geologic al României

nagent de petits restes basiques, témoins de l'ancien noyau (voir 19, p. 16—17 et fig. 7 et 9).

La composition du noyau basique est celle d'une bytownite, même d'une anorthite, étant comprise (déterminations F) entre 68—97% d'An; la composition la plus fréquente est celle d'environ 80% d'An. Les zones intermédiaires ont 60—50—40% d'An. Dans les zones marginales, la composition baisse à 25—18% et même à 10—8% d'An. Les corrosions du noyau ont une composition de 55—45—25% d'An.

C'est le type le plus répandu de plagioclase gabbroïde. Il caractérise les granogabbros, les gabbros et les malchites.

5. On rencontre encore d'autres types de plagioclases:

a) Un plagioclase allongé, andésine-labrador (40—52% d'An), plus ou moins zoné, maclé et entouré d'un liséré mince d'oligoclase. Il présente tantôt des affinités granodioritiques, tantôt il s'approche du type gabbroïde. C'est le plagioclase des granodiorites d'apophyse, étant même la cause de la texture un peu divergente de celles-ci.

b) Un plagioclase très zoné dont la composition varie continuellement du centre jusqu'au bord. Le noyau, parfois nettement délimité, est relativement petit, et alors le cadre des zones enveloppantes est bien développé. La composition, quelquefois bytownitique, est d'habitude labradorique jusqu'à oligoclasique. C'est une variante du type gabbroïde, très répandue dans les séparations microgranogabbroïdes et dans les granogabbros, sous la forme de petits plagioclases.

c) Le plagioclase du gabbro de la Valea Moraviței (apophyse Terezia). Il forme des cristaux allongés à peine zonés, dépourvus de zones marginales acides. On a déterminé (F) 60—50% d'An (ex.: 19, No. 1636). Dans le gabbro de l'apophyse Ferendia, identique au précédent, le plagioclase renferme des noyaux corrodés, de composition bytownite-anorthite. Il est possible que le plagioclase du gabbro de la Valea Moraviței soit le produit d'une « relation de réaction » (Bowen, 7) parfaite, de sorte que les noyaux basiques primordiaux ont été résorbés complètement.

d) Les microlites de plagioclase des roches filoniennes. Leur étude sur la platine Fédoroff étant très difficile, on y a renoncé pour le moment. Mais l'examen microscopique nous démontre que leur composition varie avec la basicité de la roche. Ils sont toujours zonés et ressemblent aux types 5 *a* et *b* ci-dessus. Dans les lamprophyres les plus basiques, les microlites de plagioclase sont très riches en anorthite et sont semblables au type 4.

Le quartz présente des contours presque idiomorphes dans les roches plus acides, telles que certaines aplites, les granites et les granodiorites à quartz idiomorphe. Dans ces dernières on remarque souvent des grains hexagonaux de quartz renfermés dans les plages d'orthose et corrodés par celle-ci.

Institutul Geologic al României

Les phénocristaux de quartz sont idiomorphes dans les kératophyres quartzifères. Dans les porphyres granodioritiques ils sont presque toujours arrondis et corrodés, prenant des formes bizarres. Dans les lamprophyres on rencontre des xénolites arrondis de quartz, entourés d'une couronne formée de microlites de hornblende verte. Ce sont fort probablement des phénocristaux égarés dans le magma lamprophyrique, échappés à la résorption grâce à la couronne protectrice de hornblende.

Dans quelques roches granito-granodioritiques, dans les granodiorites à quartz ophitique-diabasique et dans quelques séparations mélanocrates, le quartz forme des plages irrégulières à extinction moirée, craquelées et déchirées par des microlites de plagioclase, de hornblende, de biotite, associés parfois à des pénétrations d'orthose. Ce sont de vrais aspects ophitiques-diabasiques.

Le quartz forme avec l'orthose des associations micropegmatitiques et granophyriques dans les micropegmatites, dans les pâtes acides des porphyres granodioritiques et même dans quelques granogabbros et dans la granodiorite de l'apophyse Ferendia.

Par endroits on trouve des associations grossières de quartz et de plagioclase, même des myrmékites. Les sphérolites trouvés dans les malchites et dans le gabbro à plagioclases peuvent être de la calcédoine (quartzine).

D'habitude, le quartz forme des grains xénomorphes.

Le b i o p y r i b o l e (biotite + pyroxène + amphibole; 38) est représenté par tous les trois termes qui le composent. Les amphiboles sont presque aussi répandues que la biotite, celle-ci ayant toujours tendance à remplacer les amphiboles. Les pyroxènes se trouvent seulement dans les roches les plus basiques.

Les a m p h i b o l e s sont représentées par les hornblendes, dont la h o r n b l e n d e c o m m u n e v e r t e est la plus fréquente. Elle apparaît dans le granite porphyrique (analyse No. 8) de la Valea Moraviței, dans les roches intermédiaires granito-granodioritiques, dans les aplites granitiques basiques de Terezia Mare. Elle est plus fréquente dans les granodiorites et les séparations mélanocrates, et forme des phénocristaux et des microlites dans les porphyres granodioritiques et les porphyres dioritiques. Les petits cristaux sont presque idiomorphes, tandis que les grands individus ont des contours irréguliers et sont généralement criblés d'inclusions de petits plagioclases, de biotite, d'apatite, de minerai, de titanite, de zircon.

Dans les granodiorites, les hornblendes ont un aspect caractéristique. Leur cohésion paraît être affaiblie, de sorte qu'elles ont l'air d'être en voie de désagrégation, ce qui facilite probablement l'invasion des lamelles de biotite. Celles-ci, devenant plus nombreuses, finissent par les remplacer, constituant de jolies pseudomorphoses de biotite après les hornblendes (p. ex.: dans les roches du filon central de Terezia Mare).

Institutul Geologic al României

Dans les granogabbros, les gabbros et quelques granodiorites plus basiques, l'amphibole est représentée par la hornblende vert-brune, aux bords verts, parfois vert-bleus. Elle contient des traînées de fines inclusions de minerai opaque. Elle semble avoir été la hornblende primordiale des odinites, dans lesquelles on trouve parfois des phénocristaux vert-bruns entre les hornblendes vertes. Dans l'apophyse Ferendia cette hornblende est légèrement rougeâtre et dans le syénogabbro et le mélagabbro de Terezia Mare elle est olive.

Dans les roches filoniennes basiques, telles que le porphyre dioritique du vallon dit Og. Fusului, les odinites à diopside, le lamprophyre de l'apophyse Ferendia, on remarque une hornblende brune, associée au diopside ou au hypersthène.

Le camptonite banatitique contient une hornblende basaltique. On remarque une hornblende uniaxe à pléochroïsme $n\alpha$ jaune-bronzé, $n\beta$ olive et $n\gamma$ bleu-vert, dans la roche amphibolique vert foncé à croûtes limonitiques de l'apophyse Ferendia (p. 346). Elle est probablement endomorphique.

Il existe encore une hornblende vert-bleue, intensivement coloriée, associées aux pyrites dans les malchites, et constituant même des filonnets dans les roches.

Dans les banatites il y a aussi des hornblendes secondaires, vert pâle, parfois incolores, d'autres fois vert-bleues, généralement fibreuses, disposées en jerbes ou bien formant des pseudomorphoses après les hornblendes primordiales des porphyres dioritiques, des odinites, des roches basiques en général.

La biotite se trouve dans presque toutes les banatites. Dans les micropegmatites et les pegmatites elle forme de grandes et minces lames. D'habitude elle est en petits cristaux pseudohexagonaux, très facilement clivables. Les microlites de biotite envahissent fréquemment les amphiboles, les diopsides et même les biotites phénocristaux, en les pseudomorphisant parfois même complètement, p. ex. dans les porphyres granodioritiques, les malchites, les kersantites et les minettes. La biotite contient des inclusions d'apatite, de zircon, de magnétite, de titanite, de plagioclase, d'épidote et de rutile (sagénite). Elle est parfois chloritisée. Les auréoles pléochroïques sont rares et petites. On a trouvé de grandes auréoles seulement dans une aplite à rares tourmalines et dans la granodiorite de l'apophyse Ferendia.

La biotite la plus fréquente est brune. Mais on trouve encore d'autres variétés: une biotite rougeâtre dans la granodiorite de l'apophyse Ferendia, une biotite rouge-brune dans la camptonite, une biotite olive dans le syénogabbro et une biotite brun-olive dans le mélagabbro.

Institutul Geologic al României

Le pyroxène est représenté par le diopside qu'on trouve seulement dans les roches les plus basiques [1]): dans quelques gabbros, dans le porphyre dioritique de l'Ogașul Fusului, dans les minettes-kersantites et dans les odinites à diopside. Les diopsides des gabbros de la Valea Moraviței et de la Valea Ferendiei sont en voie d'ouralitisation et de biotitisation. Ils ont une réfringence plus faible, un aspect altéré et sont presque incolores ou gris-vert très pâle. Les diopsides du syénogabbro et du mélagabbro de Terezia Mare et ceux de la roche épidotique de l'apophyse Ferendia sont plus frais, plus réfringents et de couleur plus prononcée, ayant parfois des bords et des taches verts. Ces diopsides sont probablement des produits d'assimilation. Les diopsides des minettes et des kersantites sont toujours troubles, bourrés de grains de minerai opaque et biotitisés.

Quelques grains d'hypersthène ont été trouvés seulement dans le lamprophyre de l'apophyse Ferendia.

Les minéraux accessoires des banatites sont les suivants:

La titanite, parfois faiblement pléochroïque, se trouve dans toutes les roches. Elle est souvent idiomorphe et parfois squelettique.

La magnétite, toujours présente, est plus fréquente dans les roches basiques. Elle est souvent enveloppée par la titanite. Dans les roches basiques de l'apophyse Ferendia on trouve de la pyrrhotine.

La pyrite est généralement plus récente, d'origine pneumatolytique. Elle abonde dans la granodiorite de l'apophyse Ferendia et dans beaucoup de roches filoniennes, p. ex. dans le filon central de Terezia Mare, où elle est associée à une hornblende vert-bleue.

L'apatite, parfois plus développée (dans le gabbro quartzifère de Terezia Mare, 0,5:0,15 mm), est d'habitude en cristaux très fins à peine décelables au microscope. Elle est incluse dans la magnétite et dans tous les autres minéraux.

Le zircon produit de rares et petites auréoles pléochroïques. La tourmaline et la muscovite ont été trouvées une seule fois dans une aplite acide. L'orthite est exceptionnelle; on la trouve dans la granodiorite de l'apophyse Ferendia. Dans une pâte microgrenue du mélagabbro de Terezia Mare, on observe des grains de spinelle vert (assimilation, voir chap. Métamorphisme de contact).

Minéraux secondaires, sauf les amphiboles: l'épidote dans les plagioclases et les biotites; le rutile, libre ou dans les biotites; la titanite dans les hornblendes et les chlorites; la chlorite formée aux dépens des minéraux ferromagnésiens; la séricite dans les plagioclases etc.; des micas secondaires, verdâtres, bruns, etc., et des produits serpentineux, du talc, aux dépens de l'olivine dans les

[1]) A l'exception, bien entendu, des banatites soumises à l'endomorphisme.

Institutul Geologic al României

odinites à diopsides; des carbonates dans l'olivine, le diopside, les minéraux foncés en général; des zéolites rares; des hydrates de fer; du quartz secondaire.

Les dimensions des minéraux varient de quelques centimètres, dans les pegmatites, à quelques millimètres (jusqu'à 1 cm) pour les phénocristaux et les grands individus des roches grenues. Les grains moyens ont des dimensions de quelques dixièmes de mm et même de quelques mm, tandis que les dimensions des minéraux des pâtes filoniennes descendent à quelques centièmes de mm et même au-dessous de 0,01 mm.

La structure des banatites est très variée, ce qui est bien explicable si nous nous rappelons que ces roches éruptives affleurent dans la partie périphérique d'un laccolite, dans des apophyses de dimensions réduites et dans des filons, c'est-à-dire dans des gisements caractérisés par des conditions de consolidation périphériques par rapport à la masse magmatique principale. Le jeu des divers phénomènes physiques et chimiques a déterminé la différenciation magmatique et la diversité de structure des banatites.

Les banatites sont toutes des roches holocristallines. Les minéraux des roches du massif et ceux des roches d'apophyse, et même de quelques roches filoniennes, sont visibles à l'œil nu (phanérocristallines). Par contre, une partie des aplites et les pâtes porphyriques et lamprophyriques sont microcristallines. Quelques quartz hydrothermaux sont même cryptocristallins.

Nous distinguerons deux groupes de structures: d'une part les structures grenues, caractéristiques pour les roches du massif et les roches d'apophyse, et, d'autre part, les structures porphyriques et microlitiques propres aux roches filoniennes. Entre ces deux groupes de structures, il y a des transitions: il existe en effet des roches porphyriques qui font partie du massif ou des apophyses, mais leur pâte n'est jamais si fine que celle des roches filoniennes.

1. Les structures grenues varient selon le degré d'idiomorphisme des minéraux, selon leurs dimensions relatives, leurs formes et leur mode d'association.

La plupart des roches grenues sont hypidiomorphes. Les plagioclases ont l'idiomorphisme le plus prononcé; ils sont toujours mis en évidence à cause de leur forme caractéristique. Les biotites et les hornblendes sont plus ou moins idiomorphes. Des diopsides automorphes se trouvent seulement dans le syénogabbro. Le quartz présente des formes cristallographiques dans les granites et dans quelques

Institutul Geologic al României

granodiorites, mais seulement par rapport à l'orthose. Celle-ci est toujours xénomorphe.

Les aplites sont généralement panallotriomorphes.

Au point de vue de la grosseur relative, les minéraux des roches grenues peuvent être presque égaux, mais d'habitude ils ne le sont pas, sans toutefois produire une structure nettement porphyrique.

Parmi les roches presque équigranulaires (76, p. 85) on distingue des types panisométriques (quelques aplites, granites et séparations mélanocrates; le granogabbro de Paulus) et des types divergentes-gabbroïdes à plagioclases en prismes allongés, irrégulièrement enchevêtrés (le gabbro de la Valea Moraviței et celui de la Valea Ferendiei; la granodiorite de l'apophyse Ferendia).

La structure inéquigranulaire (76) est la plus fréquente. Les roches qui présentent cette structure ont un aspect plus ou moins porphyrique (porphyroïde), à cause de quelques minéraux plus développés, comparables aux phénocristaux. Il y a deux catégories de ces roches: à phénocristaux de plagioclase, p. ex. une partie des granites et la plupart des granodiorites; à phénocristaux de biopyribole et de plagioclase, p. ex. les granogabbros, le gabbro quartzifère, le gabbro à plagioclases, le mélagabbro.

Quant aux pâtes phanéromères, formées par les minéraux de dimensions plus réduites, il y en a qui sont panisométriques et aplitiques, d'autres qui sont plus ou moins divergentes, ou bien qui manquent d'homogénéité, étant formées de parties à gros grains, même pegmatoïdes, à côté de portions finement grenues.

Les granodiorites, à proprement parler, n'ont pas de pâte (sauf chez les roches porphyroïdes). La structure des granodiorites est caractérisée par les grands plagioclases zonés et par l'aspect du quartz, tantôt idiomorphe par rapport à l'orthose, tantôt en plages onduleusse, ophitiques-diabasiques.

Les aplites ont aussi une structure inéquigranulaire, tous les minéraux étant en même temps grands et petits, mais allotriomorphes.

Les minéraux peuvent être associés d'après la structure micropegmatitique, notamment dans les pegmatites et les micropegmatites (voir leur description). On rencontre aussi la structure pœcilitique mise en évidence, dans les granodiorites, par les inclusions de grains de quartz idiomorphes dans les plages d'orthose, ou par les plages de quartz ophitique-diabasique coupées par les microlites de plagioclase. Dans les séparations microgranodioritiques, les plages d'orthose sont bourrées de grains de tous les autres minéraux, et dans un granogabbro de l'apophyse Ferendia on trouve de grandes hornblendes criblées de microlites de plagioclase.

Institutul Geologic al României

2. Les structures porphyriques et microlitiques sont micromères et cryptomères, les grains des pâtes n'étant visibles qu'à la loupe et au microscope. La plus fréquente est la structure porphyrique, bien visible chez les kératophyres quartzifères, les porphyres granodioritiques, les porphyres dioritiques et les kersantites, le contraste entre la pâte et les phénocristaux étant plus marqué (mégaphénocristaux[1]) et ceux-ci plus nombreux (20—60% de la roche). Dans les lamprophyres, les phénocristaux sont plus petits (microphénocristaux), plus rares (15—5%), ou font même défaut, de sorte que la structure de la pâte s'impose de plus en plus (structures microlitiques).

Dans les banatites acides ce sont les plagioclases et le quartz qui forment les phénocristaux. Dans les roches plus basiques, les phénocristaux de quartz disparaissent lentement, tandis que les phénocristaux de biotite, de hornblende (et de diopside), plus rares dans les roches acides, deviennent plus nombreux; les phénocristaux de plagioclases diminuent, mais on les retrouve même dans les odinites les plus basiques; ils ne manquent que dans les minettes et dans le méla-quartzgabbro.

Les structures porphyriques peuvent être sériées lorsqu'il existe toute une gamme de dimensions intermédiaires entre les mégaphénocristaux et les microphénocristaux.

La structure des pâtes varie avec l'acidité. Les pâtes plus acides, plus ou moins riches en quartz et pauvres en minéraux foncés, ont des structures microgrenues, p. ex.:

Microgranulitique[2]) (grenue panidimorphe), dans les kératophyres quartzifères.

Microgranitique cryptomère[3]) et granophyrique, dans les porphyres granodioritiques et dioritiques.

Les pâtes plus basiques, plus riches en plagioclases et minéraux ferromagnésiens, deviennent graduellement divergentes à cause des baguettes de plagioclases et même des minéraux foncés. Cette structure divergente, à peine indiquée dans la pâte des porphyres dioritiques, s'accentue dans les malchites et devient tout à fait caractéristique pour les odinites et la camptonite, de sorte qu'on trouve toutes les transitions entre les pâtes microgrenues et les pâtes divergentes, p. ex.:

Microgrenue à tendance divergente dans les malchites (baguettes de plagioclase) et dans les kersantites (minéraux foncés allongés).

---

[1]) TYRELL (76, p. 86).

[2]) Dans le sens des pétrographes français.

[3]) H. ROSENBUSCH (57, p. 506).

Institutul Geologic al României

Divergente-microgrenue dans les odinites à hornblende et dans la séparation mélanocrate du porphyre granodioritique de Terezia Mică.

Doléritique-divergente dans les odinites à diopsides.

Divergente-trachytoïde dans la camptonite banatitique (les plagioclases et les hornblendes allongés).

Certains lamprophyres présentent des structures d'inclusion, p. ex.: la structure des minettes caractérisée par des plages d'orthose contenant des inclusions d'autres minéraux, d'habitude allongées et divergentes; en réalité, c'est une structure pœcilitique (76, p. 89).

Panallotriomorphe-micropœcilitique, telle serait la structure du mélaquartzgabbro.

La texture des banatites est, pour la plupart des roches, une texture dépourvue d'orientation (massive). Dans des conditions d'observation favorables on peut voir des textures miarolitiques occasionnées par de petites géodes de quartz, d'orthose, d'albite, d'épidote, etc., dans les séparations pegmatitiques de la granodiorite (carrière de Groza Mare). On observe des aspects trachytoïdes qui rappellent les textures fluidales, textures directives (76, p. 90), dans certaines pâtes de kératophyres quartzifères, dans la camptonite, dans l'odinite à diopsides, grâce à l'orientation des minéraux allongés. Quand les minéraux sont divergents, la texture se confond avec la structure.

Certains kératophyres quartzifères présentent des phénocristaux cassés pendant la consolidation de la roche. C'est une texture protoclastique. On la remarque aussi dans la salbande du porphyre granodioritique du filon central de Terezia Mare.

Il reste encore à mentionner les textures de réaction mises en évidence par les corrosions magmatiques (quartz corrodé), par la résorption des phénocristaux (hornblendes et biotites pseudomorphisées par des biotites microlitiques, olivines talcisées, plagioclases à zone marginale de réaction Pl. III, Fig. 6) et les textures xénolitiques produites par les xénolites de quartz entourées de couronnes de microlites ferromagnésiens, dans les lamprophyres.

En ce qui concerne l'ordre de séparation des minéraux dans les banatites grenues, on peut affirmer généralement que les premiers minéraux consolidés ont été les accessoires et les petits cristaux de plagioclase, de biotite, de hornblende. Le zircon et l'apatite sont les plus anciens, étant inclus dans tous les autres minéraux.

Institutul Geologic al României

Ensuite vient la croissance des grands minéraux. La grande biotite est la plus ancienne. Elle contient les accessoires et les petits plagioclases et forme souvent des concrescences parallèles avec les plagioclases plus grands. On n'a pas remarqué, dans les granodiorites, des biotites à inclusions d'amphiboles, mêmes petites. Par contre, les amphiboles contiennent très souvent de petites lamelles de biotite et aussi de petits grains de plagioclases. Les grands plagioclases sont idiomorphes, mais ils moulent les amphiboles. Les plagioclases ont donc eu l'intervalle de cristallisation le plus long.

La phase finale est caractérisée par la cristallisation du quartz et de l'orthose. Le quartz est parfois idiomorphe, et alors il est plus ancien que l'orthose et même que la zone marginale acide des plagioclases, qui le moulent parfois. L'orthose est le dernier minéral consolidé. Dans les associations micropegmatitiques, le quartz et l'orthose se sont séparés simultanément (eutectique).

Dans les roches basiques on trouve de jolies exemples de résorption, les minéraux de première consolidation étant remplacés par des minéraux plus récents (« reaction relation »). Les plagioclases basiques sont corrodés par des plagioclases acides, les hornblendes et les diopsides sont en voie de biotitisation, les diopsides sont hornblendisés, la hornblende brune est remplacée par une hornblende verte, etc. La dernière phase de consolidation magmatique a été compliquée par des phénomènes pneumatolytiques et par des assimilations (albitisation et épidotisation des plagioclases, etc.).

Dans les roches porphyriques, les phénocristaux ont commencé à cristalliser avant la pâte. Ils sont parfois corrodés et résorbés par celle-ci. A quelques exceptions près, les phénocristaux et la pâte sont formés approximativement des mêmes minéraux. Dans les roches acides, les plagioclases sont plus répandus comme phénocristaux que comme microlites; pour les roches basiques c'est juste le contraire. D'ailleurs, dans celles-ci, la pâte l'emporte sur les phénocristaux, qui diminuent de beaucoup.

C) Description microscopique des banatites

1. LES ROCHES DU MASSIF

a) Granites banatitiques

Les roches granitiques des environs du cours inférieur de la Moravița présentent une structure grenue hypidiomorphe, souvent légèrement porphyrique à cause des plagioclases.

Institutul Geologic al României

Composition minéralogique et dimensions des minéraux en mm:

Minéraux	Limites	Moyenne	Roche analysée (Nr. 3)	Dimensions
Orthose	40 —47,5%	44%	40%	1,8: 1,4—0,3: 0,2
Quartz	25 —31%	28,5%	25%	1,4: 1—0,15: 0,15
Plagioclase	20 —30%	24,5%	30%	(6: 3)—1,9: 1,6—0,4: 0,2
Hornblende . . .	0 — 3%		3%	(5: 1)—2: 0,6—0,3: 0,14
Biotite	0,5— 1,5%		0,5%	0,35: 0,14—0,14: 0,07
Magnétite		3%	1%	0,6: 0,3—0,07: 0,07
Titanite	0,5— 1%		0,5%	En parenthèse: dimensions
Apatite				observées à l'œil nu.

L'orthose perthitique et microperthitique, maclée d'après la loi de Karlsbad, forme des cristaux irréguliers, souvent à tendance idiomorphe. Les plagioclases, idiomorphes, zonés, à macles polysynthétiques, ont la composition d'une andésine à 45—25% d'An (en moyenne 35—30% d'An). Les déterminations F [1]) sur les plagioclases du granite analysé ont donné:

	I	II
Noyau	42% d'An	35 et 38% d'An
Zone externe	22% d'An	28—18% d'An

Le quartz est en grains arrondis, souvent idiomorphes par rapport à l'orthose. La biotite est brune. La hornblende commune verte se trouve seulement dans la variété porphyrique.

Nous appellerons ces roches granites banatitiques, vu l'abondance du quartz et la prédominance de l'orthose sur les plagioclases.

b) Granodiorites

La plus grande partie du massif des banatites est formée de granodiorites. Leur structure est grenue hypidiomorphe, plus ou moins porphyrique grâce aux plagioclases, dont les dimensions contrastent avec celles des autres minéraux (Pl. III, Fig. 1).

---

[1]) Les déterminations extraites de l'ouvrage de M. ȘT. GHIKA-BUDEȘTI (19) sur les plagioclases zonés des banatites de notre région, ont été notées avec la lettre F.

Les déterminations faites par nous à l'aide des méthodes ordinaires sont antérieures à celles faites sur la platine Fédoroff, n'ayant donc point du tout été influencées par celles-ci. Nous nous sommes servi des diagrammes contenus dans l'ouvrage des prof. L. DUPARC et M. REINHARD (17) et dans l'ouvrage d'ALEX. KÖHLER (39) pour les plagioclases très basiques.

Institutul Geologic al României

D'après les faibles variations de structure, texture et composition minéralogique quantitative, on peut distinguer:

Granodiorites à quartz idiomorphe. Les grains de quartz plus ou moins idiomorphes sont englobés dans les plages d'orthose. Il y a passage au type suivant.

Granodiorites à quartz ophitique-diabasique. Le quartz forme des plages irrégulières, à extinction roulante, coupées par des baguettes de divers minéraux (voir détails p. 357). Ces roches, un peu plus riches en éléments foncés (15—19%), font passage aux séparations mélanocrates.

Granodiorites porphyriques. Certaines de ces roches ne diffèrent des granodiorites normales que par une structure porphyrique plus accentuée. D'autres, plus claires, à peu d'éléments foncés (5—8%),

Minéraux	Limites	Moyenne (de 25 coupes)	Roche analysée (Nr. 6)	Dimensions
Plagioclase	42—70%	55,5% [1]	55%	(10: 5)—5:1,8—0,6: 0,2
Quartz	10—30%	19,2%	15%	1,6: 1,4—0,15: 0,15
Orthose	4—20%	10,6%	10%	2,8: 1,7—0,7: 0,28
Hornblende	0—12%	6,5%	11%	(10: 2,5)—5: 1—0,28: 0,1
Biotite	2—10%	6,5%	7%	(6: 5)—2,5: 2—0,14: 0,1
[Biotite + hornblende .	5—19%	13%	18%]	
Magnétite, titanite, apatite, zircon, pyrite; rutile, épidote, chlorite, séricite, calcite.	1— 3%	1,7%	2%	0.56: 0,42—0,05: 0,05

mais riches en quartz (22,5—29%), ont une structure porphyrique plus prononcée, à phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens dans une pâte d'aspect aplitique. Elles sont un peu plus acides (SiO_2 calculé 67,5—69,5) et font passage aux porphyres granodioritiques acides.

Granodiorites d'apophyse (voir aux roches d'apophyse).

Il n'est guère possible de suivre toutes ces variations sur le terrain. Etant donné leur composition granodioritique, on les a calculées ensemble.

Composition minéralogique et dimensions des minéraux en mm: voir tableau ci-dessus.

Le plagioclase est une andésine à zones alternantes de composition moyenne 42% d'An (35—45% d'An); d'après les nombreuses

[1]) Duquel 23,30% an et 32,2% ab.

Institutul Geologic al României

déterminations F, les zones basiques ont (64—54)—52—35(—28)% d'An et les zones acides externes en ont 35—20(—18)% [1]). Ce sont de grands cristaux maclés, frais et idiomorphes, et des baguettes plus petites (pour les détails voir p. 354). Dans le centre on observe rarement des inclusions microlitiques de biotite, de hornblende et de minerai. On observe parfois, notamment dans les granodiorites porphyriques plus claires, dans l'intérieur des plagioclases, des restes plus basiques noyés dans la substance plus acide des zones marginales. Ces cristaux contiennent de la séricite et sont un peu plus troubles.

L'orthose contient d'habitude des filonnets microperthitiques et cryptoperthitiques, parfois extrêmement fins, droits, serrés et à peu près parallèles à $n'\gamma$. On peut les confondre avec un clivage ou une maclation très fine. L'orthose est presque toujours troublée par des inclusions extrêmement fines, au relief négatif, disposées de préférence le long des filonnets cryptoperthitiques. Étant le dernier minéral cristallisé, elle présente des contours irréguliers et contient tous les autres minéraux inclus.

Les aspects du quartz ont été décrits ci-dessus. Il forme de rares associations vermiculaires avec l'orthose.

La hornblende commune verte (c: $n\gamma = 17°$; $n\gamma - n\alpha = 0{,}023 - 0{,}024$) à pléochroïsme vert et jaunâtre, est tantôt idiomorphe, tantôt xénomorphe. Elle contient des inclusions de biotite, de plagioclase et de minéraux accessoires (autres détails voir p. 357).

La biotite (de brun foncé à jaune pâle) est souvent idiomorphe. Ses bords sont parfois résorbés et alors entourés de petits grains de magnétite. La biotite et ses inclusions de plagioclase présentent parfois des concrescences parallèles. Elle contient aussi d'autres inclusions (p. 358). Les auréoles pléochroïques sont rares et petites, de sorte qu'on les remarque à peine. La biotite présente quelquefois des lamelles et des bords chloritisés.

Parmi les accessoires, la magnétite est la plus fréquente; l'apatite est toujours idiomorphe; la titanite est tantôt idiomorphe, tantôt xénomorphe et squelettique, rarement pléochroïque. La titanite moule la magnétite.

c) Séparations mélanocrates

Ce sont des ségrégations magmatiques de dimensions très réduites, formées par différenciation locale se traduisant par une concentration de minéraux foncés aux dépens des éléments blancs, liée à des structures spéciales qui indiquent une tendance lamprophyrique.

La structure est grenue, parfois porphyrique.

[1]) Les valeurs en parenthèses sont moins fréquentes.

Institutul Geologic al României

Les phénocristaux formés d'habitude par les plagioclases, plus rarement par les hornblendes et les biotites, ont une répartition assez irrégulière: tantôt ils manquent complètement, tantôt ils sont très nombreux, de sorte que la pâte diminue de beaucoup. Les pâtes, elles-mêmes, peuvent offrir des aspects variés. Il y en a qui sont panisométriques, parfois à plages de quartz ou d'orthose, criblées de petits cristaux isométriques de plagioclase, de biotite, de hornblende. D'autres contiennent de petites plages de quartz ophitique-diabasique et présentent une structure faiblement divergente causée par les baguettes de plagioclases; ces pâtes-ci s'approchent des granodiorites à quartz ophitique-diabasique. On rencontre assez souvent des pâtes nettement divergentes, à longues baguettes entrecoupées de plagioclase, de biotite et de hornblende.

Composition minéralogique [1]): plagioclase 43—64%, quartz 5—18%, hornblende 11—24%, biotite 5—15%, [horn. + biot. 23—39%], orthose 2—10%, magnétite, apatite, titanite, zircon, pyrite, épidote, calcite 1—4%. Dimensions des phénocristaux comme chez les granodiorites; grains moyens 0,3—0,6 mm; menus grains 0,15—0,05 mm.

Le plagioclase à structure zonée, rarement alternante, est une andésine ou un labrador. Quand il est plus basique, les noyaux sont corrodés par un réseau acide, au point qu'il n'en reste plus qu'un cadre basique près du bord du cristal, ayant la même extinction que les mailles du réseau. Déterminations F: pour le centre 60—52—45—35% d'An, rarement 73—68% d'An; pour la zone marginale 25—20 (—13)% d'An.

Les autres minéraux comme chez les granodiorites.

Les séparations mélanocrates ont un caractère demi-lamprophyrique. Des granodiorites elles diffèrent, outre la structure, par la diminution du quartz et de l'orthose et par l'augmentation des minéraux ferromagnésiens.

Nous les appellerons microgranodiorites et microgranogabbros, d'après la composition du plagioclase: andésine ou labrador. Un exemple de séparation microgranogabbroïde est l'affleurement de la Valea Dognecei, en face du vallon Opârnecea (Pl. III, Fig. 2).

2. LES ROCHES DES APOPHYSES

a) Roches intermédiaires granito-granodioritiques

Ce sont les roches de l'apophyse de la mine Reichenstein II et de la petite apophyse en face de l'issue du vallon dit Ogașul Vintilii.

Tantôt leur structure grenue est isométrique, tantôt elle manque d'homogénéité, pouvant être, dans une même coupe, porphyrique et aplitique

[1]) Pourcentage moyen: plagioclase 52%, quartz 12%, hornblende 16%, biotite 12%, [horn. + biot. 28%], orthose 5%, le reste 3%.

Institutul Geologic al României

à gros grains et à petits grains. Dans les roches isométriques il y a des grains de quartz rappelant le quartz ophitique-diabasique des granodiorites. Dans la partie N de l'apophyse Reichenstein II, la roche est une aplite intermédiaire. Cette variation de structure dans une même apophyse et dans la même coupe mince nous montre que ce sont des roches intermédiaires à tendance aplitique, granitique et granodioritique, ce qui prouve aussi leur composition minéralogique.

Minéraux	Limites	Moyenne	Aplite intermédiaire	Dimensions en mm
Plagioclase	35—44%	40%	18%	Phénocristaux de plagioclase (5) — 1,25 : 0,5 — 0,75 : 0,35.
Quartz	28—34%	31,5%	38,5%	
Orthose	20—30%	25%	43%	
Biotite et hornblende	2,5—4%	3%		Pâte 0,25—0,05
Magnétite	0,5—1%	0,5%	0,5% (minerai et biotite)	Structures isométriques 0,7 : 0,5—0,25 : 0,25
Titanite				
Apatite				
Zircon				

Le plagioclase ressemble au type granitique; il est zoné, ayant une composition de 45—20% d'An. Déterminations F: centre 43—31% d'An, zone externe jusqu'à 22—18% d'An. Le plagioclase de l'aplite intermédiaire est un oligoclase à 10—15% d'An.

b) Granodiorites d'apophyse

La composition minéralogique quantitative de ces roches varie dans les limites données pour les granodiorites du massif. Leur acidité est comprise entre 60—63% SiO_2 (déterminations de SiO_2 pour les roches de Terezia et analyse No. 5).

La structure de ces roches est influencée par les baguettes de plagioclase, qui produisent des aspects plus ou moins divergentes. On trouve çà et là des phénocristaux de plagioclase ou de hornblende. Les hornblendes sont pseudomorphisées par les biotites.

Le plagioclase est un peu plus basique que celui des granodiorites du massif. Il a une composition moyenne de 45—55% d'An; les noyaux basiques ont 60% d'An, la zone externe 20% d'An.

Il présente rarement des zones alternantes.

La granodiorite de l'apophyse NW de Terezia Mare ressemble aux granodiorites à quartz ophitique-diabasique, puisque son quartz présente les mêmes aspects. L'élément foncé est représenté par les hornblendes à inclusions de biotite. Les plagioclases phénocristaux

Institutul Geologic al României

ont un grand noyau basique corrodé par un réseau oligoclasique. Les déterminations F ont donné pour le centre (80—70), 70—50% d'An, pour la zone externe 35—28—20% d'An.

La granodiorite de l'enclave trouvée dans la malchite de Terezia Mare a une structure divergente plus prononcée. Le quartz présente des grains simples, xénomorphes. Les hornblendes sont parfois complètement remplacées par les biotites. Les plagioclases ont une composition comprise entre 62 et 16% d'An.

La granodiorite de l'apophyse Ferendia est constituée de: plagioclase 70%, quartz 12%, biotite 10%, orthose 5%, pyrite, rutile, apatite, zircon, orthite, épidote. Le quartz et l'orthose présentent quelques associations vermiculaires, radiaires. Le plagioclase (voir type 5 *a*, p. 356), rarement à zones alternantes, a une composition F de 52—40—30—18% d'An. La biotite rougeâtre, en petites lamelles, contient de fréquentes auréoles pléochroïques, plus grandes et plus intenses que celles des autres granodiorites. Cette biotite se retrouve avec exactement les mêmes qualités dans les gneiss violacés voisins, ce qui donne un caractère spécial à cette granodiorite.

Dans le vallon Ogașul Tomii la roche est plus claire, à plagioclases plus développés, dans une pâte aplitique. Les biotites sont brunes, à faibles auréoles pléochroïques.

c) Granogabbros

Les granogabbros décrits ci-dessous sont ceux de la Valea Moraviței et de la Valea Ferendiei.

Ces roches offrent une structure grenue hypidiomorphe, dont l'aspect change presque dans chaque coupe mince. On y trouve des aspects presque équigranulaires, déterminés par des minéraux isométriques (a), ou bien allongés (b) et divergents, quelques plagioclases et hornblendes pouvant être un peu plus développés (ab).

On remarque aussi des structures inéquigranulaires à grands cristaux de hornblende, de biotite et de plagioclase (cd) et une pâte tantôt à gros grains (c), tantôt à petits grains (d) et un peu divergente. Il y a aussi des roches qui manquent totalement d'homogénéité; elles présentent, dans une même coupe mince, des nids et des bandes à grains très petits (e_1), des portions à cristaux plus grands (e_2) isométriques, allongés, vermiculés (quartz + orthose) et des phénocristaux de hornblende (e_3) criblés de microlites. Tous ces aspects, sauf (a), ont été observés dans l'apophyse Ferendia. Les aspects (a), (b) et (c) dominent dans les apophyses Terezia et Paulus (Pl. III, Fig. 3). La texture est dépourvue d'orientation; dans le cas (e), elle est bréchiforme (schlierig).

Institutul Geologic al României

Composition minéralogique et dimensions des minéraux:

Minéraux	Limites	Moyenne	Roche analysée (Nr. 8)	Dimensions en mm
Plagioclase	45—67%	56,2%	45%	a) 1 : 0,75—0,35 : 0,35
Hornblende . . .	10—30%	18,9%	18%	b) 1,25 : 0,5—0,75 : 0,25
Biotite (et chlorite)	0—15%	6,1%	15%	ab) 2,5 : 1
[Hornblende + biotite	20—33%	25%	33%]	c) 0,55 : 0,2
Quartz	4—15%	9%	14,5%	d) 0,3 : 0,15—0,1 : 0,05
Orthose	1—12%	6,3%	5%	cd) 5 : 2—3,5 : 1—1 : 1
Magnétite, titanite, apatite, zircon, pyrite, pyrrhotine, (épidote, calcite)	2— 5%	3,5%	2,5%	e_1) 0,05 e_2) 0,3—0,5 e_3) 5 : 2—3 : 0,5—1,5 : 1

Le plagioclase, idiomorphe, est du type gabbroïde décrit p. 355 (types 4 et 5 *b*). Les déterminations F ont donné pour le noyau 90—45% d'An (valeurs plus fréquentes: environ 80% et 60—50—45% d'An) et pour les zones marginales et les corrosions acides 45—8% d'An (compositions plus fréquentes: environ 25% d'An).

La hornblende plus ancienne est vert-brune. Elle est bordée par une zone de hornblende commune verte, ou bien se trouve sous forme de taches dans celle-ci. On a observé une seule fois de rares grains de diopside dans la hornblende.

La biotite est brune. Elle est d'habitude incluse dans la hornblende; mais elle est aussi en lamelles libres, même en phénocristaux. Elle est parfois chloritisée, d'autres fois elle manque complètement. On remarque une biotite rougeâtre à fortes auréoles pléochroïques dans la variété amphibolique (b) du granogabbro de l'apophyse Ferendia, près de l'Ogașul Tomii. Les biotites et les hornblendes sont parfois criblées de microlites de plagioclase. Le quartz et l'orthose sont xénomorphes, parfois en associations graphiques ou vermiculées. La pyrrhotine se trouve seulement dans les roches de l'apophyse Ferendia.

Les granogabbros à grains menus, à structure porphyrique et divergente, rappellent les séparations mélanocrates microgranogabbroïdes du massif. Peut-être forment-ils aussi des séparations (Ferendia).

Par rapport aux granodiorites, les granogabbros ont un plagioclase plus basique, le quartz et l'orthose sont diminués et les hornblendes, en bonne partie vert-brunes, sont de beaucoup plus nombreuses.

Il est préférable d'appeler ces roches « granogabbros » (JOHANNSEN) et non diorites, vu la basicité du plagioclase et la présence de l'orthose en quantité pas tout à fait négligeable.

Institutul Geologic al României

d) **Roches gabbroïdes**

Ces roches sont très variées. Nous décrirons ci-après chaque variété séparément.

α) Gabbro. On trouve cette roche dans l'apophyse Ferendia et dans l'apophyse Terezia le long de l'ancienne voie minière. Sa structure est gabbroïde, équigranulaire. Les minéraux forment de larges baguettes divergentes (Pl. III, Fig. 4). La roche est composée de: plagioclase 50—60%, diopside 46—5%, hornblende 0—25%, biotite 0—7%, titanite, pyrrhotine, apatite, rutile, épidote et calcite 4—3%. [1]) Dimensions en mm: grain moyen 1,4:0,55—1:0,3.

Les plagioclases sont basiques. Ils ont 75—60% d'An dans les grands noyaux et 55—35—20% d'An dans les zones corrosives acides. Déterminations F: 97—70%, 62—50—28% d'An.

Le diopside est incolore, à peine nuancé de vert. Il contient des inclusions de hornblende, d'autres fois il est inclus en petits grains dans une hornblende vert-bleu pâle, formée probablement aux dépens du diopside. La biotite d'un brun rougeâtre, dépourvue d'auréoles pléochroïques, est associée aux hornblendes et aux diopsides. Elle est parfois complètement chloritisée. La titanite, la pyrrhotine et l'apatite sont les accessoires les plus fréquents.

β) Gabbro à plagioclases. C'est une enclave trouvée dans la malchite du filon central de Terezia Mare.

Les phénocristaux de hornblende vert-brune, partiellement résorbés par des biotites d'un brun verdâtre et par des hornblendes secondaires vert-bleues, impriment à la roche une structure porphyrique.

La pâte est formée par les plagioclases rectangulaires et équigranulaires aux grands noyaux basiques à 88—65% d'An, entourés de minces zones intermédiaires à 55—50% d'An et de zones externes à 22—17% d'An. Déterminations F: noyau 82—80%, 60% d'An; zones 60, 48, 35, 20—15% d'An.

Composition minéralogique: plagioclase 70%, hornblende 12%, biotite 10%, quartz 3%, pyrite 3%, magnétite 1%, titanite, apatite, épidote et orthite 1%.

Dimensions: hornblende 5:2—1,5:0,5, plagioclase 1:0,55—0,4:0,15 mm.

On trouve dans les interstices des associations très fines de quartz et de feldspath à aspects perlés, tigrés, vermiculés et des agrégations sphérolitiques à allongement positif, moins réfringentes que le Baume du Canada. Les sphérolites semblent avoir corrodé le bord des feldspaths, dans lequel ils sont même inclus (quartzine?).

[1]) Composition moyenne: plagioclase 55 %, biopyribole 42 %, le reste 3 %.

Institutul Geologic al României

γ) Gabbro quartzifère. La roche principale de la paroi NE de Terezia Mare (bord de l'apophyse Terezia) est un gabbro quartzifère.

La structure est grenue, holocristalline et porphyrique. Les phénocristaux sont constitués par les amphiboles et les plagioclases. La pâte est plutôt équigranulaire, grâce aux minéraux rectangulaires courts et isométriques. On remarque des portions à grains très fins, formées de plagioclase, de biotite, de magnétite et d'un peu d'épidote.

Composition minéralogique: plagioclase 44%, hornblende 34%, biotite 10%, quartz 8%, magnétite et pyrite 2,5%, titanite, apatite, zircon et épidote 1,5%. Dimensions: hornblende 7 : 1,5—1,5 : 0,5, plagioclase 1,5 : 0,8—0,4 : 0,25, les autres minéraux 0,5 : 0,25—0,05 : 0,05.

Les plagioclases présentent des noyaux à 83—67 ou à 55—45% d'An, entourés par des zones minces dont la composition tombe rapidement à 22—16% d'An. Déterminations F: 80, 58, 50, 48, 40, 30—25—10% d'An.

La hornblende vert-brune, aux bords irréguliers et verdâtres, est criblée de plagioclases et de paillettes de mica brun, un peu rougeâtre, qu'on ne trouve que dans les hornblendes. Le centre de celles-ci présente des bandes foncées, formées de poussières opaques de minerais. Le quartz est xénomorphe et craquelé; l'apatite prismatique, plus développé que d'habitude (0,56 : 0,15 mm); l'orthose fait défaut.

θ) Syénogabbro. On trouve sous le gabbro quartzifère décrit ci-dessus une roche finement grenue, à structure presque équigranulaire, formée de: plagioclase 70%, orthose 12%, diopside 11%, biotite olive et hornblende olive 2%, magnétite 4%, titanite, apatite et rutile 1%.

Dimensions: hornblende 1,5 : 0,8, plagioclase 1,5 : 0,8—0,3 : 0,15, diopside 1,2 : 0,35—0,4 : 0,15; les autres minéraux 0,56 : 0,4—0,15 : 0,1.

Le plagioclase présente de grands noyaux à 86—70% d'An et de larges plages marginales à 24—16% d'An. Les zones intermédiaires sont très réduites. Les noyaux sont corrodés par les zones acides. Déterminations F: noyau 75%, corrosions 55 — 52%, zones externes 28—15% d'An.

L'orthose, souvent microperthitique, abonde dans les plages oligoclasiques sous forme de taches irrégulières et troubles. Elle enveloppe les plagioclases et paraît les avoir corrodés.

Le diopside ($c : n\gamma = 44—50°$, $n\gamma—n\alpha = 0{,}029$), incolore — un peu verdâtre — est frais et plus réfringent que le diopside du premier gabbro décrit. Il présente des taches et des zones d'un vert un peu plus prononcé. Le diopside est idiomorphe, il ne vient jamais en contact avec le noyau basique des plagioclases, mais il est toujours moulé et même englobé dans la plage oligoclasique.

Institutul Geologic al României

La biotite ($n'\gamma$ brun-olive, $n'\alpha$ jaune clair) est irrégulièrement associée aux diopsides et aux rares restes de hornblendes olives.

La roche a un caractère monzonitique. C'est probablement une roche contaminée par le métamorphisme de contact.

ε) Mélagabbro. Cette roche, trouvée près du syénogabbro, présente une structure rappelant celle du gabbro quartzifère et en partie aussi celle du syénogabbro. Elle est porphyrique à cause des grands cristaux de hornblende et de biotite. On trouve aussi des parties microgrenues, comme dans le gabbro quartzifère.

Composition minéralogique: plagioclase 45%, biotite 25%, diopside 15%, hornblende olive 12%, magnétite, pyrite, apatite, titanite, spinelle vert, 3%.

Dimensions: grands cristaux 10: 2—1,5: 0,6, petits cristaux 0,7: 0,4—0,2: 0,15—0,05: 0,05 mm.

Le plagioclase comme chez le gabbro quartzifère. Déterminations F: centre à 85—73% d'An, zones à 55—35, 22—13% d'An. Le diopside et la hornblende comme chez le syénogabbro. La biotite, brun foncé à nuance olive, est fortement pléochroïque. Le quartz et l'orthose font complètement défaut.

Les parties microgrenues, parfois très nombreuses, sont bourrées de biotite, plagioclase basique, magnétite, épidote, séricite, parmi lesquels on peut remarquer aussi quelques grains de spinelle vert. La structure de ces parties microgrenues ressemble à celle des cornéennes. Il est probable que ce sont des enclaves assimilées.

Cette roche est aussi contaminée au contact.

ζ) Roches gabbroïdes intermédiaires. Les variations de composition et de structure des roches granogabbroïdes et gabbroïdes sont encore plus nombreuses, ce qui s'explique par les conditions labiles qui ont régné dans les petites masses éruptives des apophyses. Il y a des roches dont l'aspect microscopique rappelle à la fois plusieurs roches basiques décrites ci-dessus. Par exemple: L'aspect mégascopique d'une roche de Terezia Mare, à teinte gris-vert-rose claire, trouvée dans la paroi altérée de l'E, ressemble au granogabbro du type Paulus. Au microscope elle rappelle le gabbro quartzifère et quelques granogabbros. Mais sa projection (JOHANNSEN) tombe dans le champ des syénogabbros, sans que la roche ressemble à ces derniers. Elle est formée de labrador 60%, d'orthose 15%, de hornblende verte 18%, de diopside 5%, d'épidote, de titanite, de minerai, d'apatite et de zéolites 2%.

Une autre roche du même affleurement (au bord de l'apophyse) appartient par sa structure à la même série de roches, mais sa composition est plagiaplitique, contenant 90% d'andésine, le reste étant formé de hornblende secondaire vert pâle, d'épidote, de chlorite, de titanite et d'apatite.

Institutul Geologic al României

Ces exemples complètent l'image de la diversité qui règne dans les apophyses de banatites.

c) Roches soumises aux phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux

1. La roche à hornblendes vertes dans une masse claire feldspathique, dans la paroi altérée à droite du gabbro quartzifère de Terezia Mare, est une variété gabbroïde fortement transformée.

Composition minéralogique: plagioclase 35%, hornblende verte, chlorite et calcite 40%, orthose 15%, épidote 10%, un peu de titanite et d'apatite.

Le plagioclase acide (15—20% d'An), non maclé, est en voie de transformation. Il contient de la séricite, de la calcite et de l'épidote frais, qui le remplace parfois. La hornblende est chloritisée et calcitisée. Elle est criblée de titanite secondaire. Une partie de la chlorite provient de la transformation des biotites.

2. Dans la digitation gabbroïde de l'apophyse Ferendia on rencontre des roches qui diffèrent de celles décrites déjà (voir p. 346).

La roche à épidote, de couleur vert-jaune, équigranulaire, à parties finement grenues, contient 40% d'albite, 30% de diopside, 10% de hornblende brune et de hornblende d'un vert bleuâtre, 5—10% d'épidote jaune fortement pléochroïque, 5% de quartz, 5% de pyrite et un peu de magnétite, 1—3% de titanite, d'apatite, un peu d'orthose et de biotite, de calcite et de chlorite. Les albites contiennent des inclusions d'épidote, de calcite et de chlorite. Dimensions: 1—0,15 mm, dans les parties finement grenues 0,1—0,025 mm.

La roche amphibolique, vert foncé, à croûtes limonitiques, est constituée en majorité par une hornblende uniaxe négative à: $n\gamma - n\alpha$ = environ 0,025, $c : n'\gamma = 12° - 16°$, dispersion $\varrho > v$, pléochroïsme $n\alpha$ jaune-bronzé, $n\beta$ olive, $n\gamma$ bleu-vert. On remarque dans la masse hornblendique des parties claires formées d'un oligoclase à 10—15% d'An, rarement maclé, à inclusions d'épidote, qui le remplace, par endroits, totalement. On trouve encore jusqu'à 5% de titanite, souvent idiomorphe, d'apatite, de zircon, de biotite, de pyrite, de séricite (dans les plagioclases). Dimensions: 0,3—2—5 mm.

3. LES ROCHES FILONIENNES

a) Silexites, micropegmatites et aplites

a) Silexites (Quartz). La différenciation acide des banatites peut aboutir jusqu'à la formation des quartz éruptifs, dans lesquels on discerne encore quelques feldspaths isolés, noyés dans la masse de quartz. Le feldpsath est tantôt de l'orthose, tantôt du plagioclase à 10% d'An.

Institutul Geologic al României

Les quartz éruptifs contiennent plus de 95% de quartz. Ils ont leur projections dans le champ (110) du tétraèdre de JOHANNSEN et s'appellent, d'après cet auteur, silexites.

β) Micropegmatites. Elles sont caractérisées par la structure micropegmatitique à associations de quartz et d'orthose, de forme variée: radiaire, dendritique, vermiculée, cunéiforme, quadrillée, rhomboïdale, réticulée, etc. On trouve aussi des associations irrégulières de quartz et de plagioclase et même des myrmékites.

Composition minéralogique du micropegmatite de la carrière de Groza Mare (anal. No. 1): orthose microperthitique 60%, quartz 35%, oligoclase acide 3%, biotite en grandes lamelles minces 1%, magnétite et rutile 1%. Les dimensions des minéraux varient de dixièmes de mm à quelques mm.

La projection tombe près de la limite droite du champ (115), ce serait donc un orthoalaskite d'après JOHANNSEN.

Dans la micropegmatite à plagioclase de l'Ogașul Tomii (Valea Ferendiei) on trouve des associations micropegmatitiques entre:

le quartz et l'orthose, à noyau idiomorphe d'orthose;

le plagioclase et l'orthose, à noyau idiomorphe de plagioclase;

le plagioclase et le quartz, à noyau idiomorphe de plagioclase.

Dans cette roche les associations les plus fréquentes sont celles de quartz et de plagioclase.

γ) Aplites. Au microscope on distingue deux sortes d'aplites, les unes plus acides, les autres plus basiques.

1. Les aplites granitiques acides sont les plus fréquentes. Elles présentent une structure grenue panallotriomorphe (microgranulitique), parfois panisométrique, ou bien dépourvue d'homogénéité, des parties à gros grains alternant avec la masse microgrenue. Les associations micropegmatitiques sont rares.

Composition minéralogique: orthose 50—65% (57,5%), quartz 30—40% (36%), plagioclase 4—6% (4,75%), biotite, magnétite, titanite, apatite, chlorite (tourmaline, muscovite) 1—2% (1,75%). Dimensions des grains moyens 0,5—0,6 mm en diamètre.

L'orthose est toujours microperthitique; on trouve rarement du microcline. Le quartz accuse des formes isométriques, arrondies, presque idiomorphes. Le plagioclase, un oligoclase à 10—20% d'An, forme de petits et rares cristaux idiomorphes à maclations polysynthétiques. Dans une aplite, la biotite brune présente de fortes auréoles pléochroïques, et on y trouve encore de la tourmaline et de la muscovite.

Ce sont des aplites leucogranitiques (JOHANNSEN), qui ne diffèrent des micropegmatites que par leur structure. Il y a transition entre ces aplites et les granites banatitiques.

Institutul Geologic al României

2. Les aplites granitiques basiques de Terezia Mare (p. 345) sont caractérisées par la fréquence des plagioclases zonés (andésine-oligoclase acide), isométriques ou allongés et par la présence des phénocristaux de hornblende verte. Les associations micropegmatitiques de quartz et d'orthose sont rares.

Composition minéralogique: orthose microperthitique 45—55% (50%), plagioclase 25—33% (27,5%), quartz 12—28% (18,5%), hornblende verte commune, magnétite, titanite idiomorphe, biotite brune, apatite, épidote 2—5% (4%). Dimensions: phénocristaux 1,2: 0,45—0,6: 0,2; pâte 0,12: 0,09—0,03: 0,03; grains moyens 0,3—0,5 mm en diamètre.

Mentionnons encore la plagiaplite à 90% de plagioclase de Terezia Mare, décrite p. 374, et les filonnets d'orthose et de quartz (isolés ou associés) de 0,1 mm d'épaisseur, qu'on trouve dans les coupes minces de diverses roches éruptives de la même mine.

b) Kératophyres quartzifères

Ces roches, logées surtout le long des zones tectoniques, laissent voir des phénocristaux d'albite et de quartz dans une pâte finement grenue formée par les mêmes minéraux. La structure porphyrique est sériée (76, p. 86) et la texture manque d'orientation.

Le rapport entre les phénocristaux et la pâte est variable. On distingue:

Kératophyres quartzifères contenant peu de phénocristaux (15—20%) dont 5% de quartz (qui peut faire défaut) et 10—15% d'albite.

Kératophyres quartzifères à phénocristaux nombreux (45—50%) dont 25% de quartz (le kératophyre protoclastique, près du lac « La Zid » dans la Valea Ferendiei).

Ces porphyres sont formés de 95—98% de quartz et de plagioclase acide, de 5—2% de minéraux accessoires et secondaires. Dimensions: phénocristaux 3: 3—0,15: 0,15, pâte 0,075—0,01 mm, en diamètre.

Les phénocristaux de quartz présentent des contours idiomorphes, quelquefois corrodés. Le plagioclase est une albite, mais on remarque par endroits aussi un oligoclase à 20% d'An, maclé et imprégné d'un réseau feldspathique plus acide. Il contient un peu de séricite, même de la calcite dans les roches plus altérées.

Dans la roche à 50% de phénocristaux le plagioclase est écrasé, ses fragments étant plus ou moins déplacés ou alignés dans une direction. Le quartz est moins écrasé; il est riche en inclusions, dont celles qui présentent des limites conchoïdales et des libelles fixes de gaz paraissent être du verre. La pâte est intacte. Ce sont donc des protoclases; le feldspath étant le premier minéral consolidé a été aussi plus fortement écrasé.

Institutul Geologic al României

La p â t e est formée de quartz et de plagioclase, dont le rapport paraît être 1 : 1. Le quartz accuse des formes carrées. Le feldspath, en petits microlites maclés, a la même composition que les phénocristaux. La pâte contient encore du zircon, de l'apatite, de la poussière de minerai, du titanite, de la calcite, des microlites et des agrégats de micas verts secondaires (probablement des biotites altérées) et par endroits de la chlorite et de l'épidote. L'o r t h o s e m a n q u e c o m p l è t e m e n t.

La s t r u c t u r e d e l a p â t e est donc holocristalline, microgranulitique (grenue panidiomorphe), à aspect phonolitoïde-trachytoïde à cause des microlites de plagioclase et de mica marquant une faible orientation ou bien disposés concentriquement autour des phénocristaux, ce qui démontre la viscosité de la pâte. Le kératophyre protoclastique possède la pâte la plus fine (0,01 mm et en dessous); dans une masse felsitique inextricable on reconnaît les contours assez fréquents de quartz et de feldspath. C'est un trait commun avec les quartz hydrothermaux.

c) Porphyres granodioritiques et porphyres dioritiques

a) P o r p h y r e s g r a n o d i o r i t i q u e s

Ce sont des porphyres gris clair ou gris foncé, à phénocristaux de plagioclase, de biotite, de hornblende et de quartz (une seule fois d'orthose), qui constituent 15—20%, plus souvent 45—60% (même 75%) de la roche, produisant parfois de vraies structures sériées (roches des anal. 4 et 7).

La pâte formée par les mêmes minéraux (auxquels s'ajoute l'orthose), offre une structure cryptomère microgranitique, souvent granophyrique (à quartz globulaire). Dans les roches plus basiques les microlites de biotite et de hornblende deviennent plus nombreux.

Composition minéralogique approximative: hornblende et biotite 12-25%, dans les roches acides 5%, dans les roches basiques 25—30%; quartz $^1/_3$ de la roche; orthose approx. 5%. Dimensions en mm: phénocristaux 2,8 : 2 — 0,15 : 0,15; grains de la pâte 0,05 — 0,005 en diamètre.

Les phénocristaux de q u a r t z, fréquents dans les roches acides, sont d'habitude arrondis et réduits par corrosion magmatique. Ils sont entourés d'une couronne granophyrique qui tend à les remplacer complètement. Ce sont des formations qui ressemblent aux quartz globulaires. Dans les roches plus basiques, le quartz ne se trouve plus que comme élément de la pâte.

Le p l a g i o c l a s e est du type granodioritique, à 54—38% d'An composition moyenne. Les zones peuvent avoir jusqu'à 60% d'An d'une part, ou jusqu'à 24—13% d'An d'autre part. Les déterminations F ont donné les mêmes résultats.

Institutul Geologic al României

Dans quelques porphyres on trouve deux sortes de phénocristaux de plagioclase: les uns limpides, les autres troubles (Pl. III, Fig. 5). Dans les plagioclases troubles, la substance acide de la zone marginale (13—16% d'An) s'infiltre dans l'intérieur du cristal sous forme d'un réseau serré, de sorte que le plagioclase basique ne forme plus que des fragments dans les mailles du réseau. Ce plagioclase est riche en microlites de la pâte (minerai, biotite, hornblende, séricite, quartz, épidote) entraînés dans le réseau acide oligoclasique. On peut très bien observer ce phénomène dans les parties marginales des filons de porphyre, p. ex. de Terezia.

Les microlites de plagioclase ont la même composition que les phénocristaux. On trouve aussi une génération oligoclasique non zonée et peu maclée, d'environ 12% d'An.

L'orthose ne manque jamais. Elle reste toujours dans la pâte en association avec le quartz et dans les interstices. On a trouvé une seule fois quelques phénocristaux d'orthose dans le porphyre granodioritique le plus acide (carrière de Groza Mare).

La hornblende commune verte, de nuance très pâle dans les roches acides, devient plus foncée dans les roches plus basiques. Elle contient des lamelles parasitaires de biotite qui finissent par l'envahir complètement, constituant de vraies pseudomorphoses de biotite associée à des microlites hornblendiques à nuance bleuâtre.

La biotite brune devient par altération rougeâtre, et alors elle présente de jolies sagénites (rutile). Parfois elle est complètement chloritisée.

Autres minéraux: la pyrite, toujours présente dans les porphyres intrus dans l'auréole de contact des banatites; la magnétite, la titanite, l'apatite, le zircon, le rutile, l'épidote, la calcite, la chlorite et la séricite.

Les descriptions des porphyres données ci-dessus et la comparaison des analyses 4 et 7 avec les analyses de granodiorites (5 et 6) nous démontrent que le terme de porphyres granodioritiques attribué aux roches décrites est pleinement justifié. Ces porphyres ont une acidité de 60—65% de SiO_2.

On peut distinguer dans la série de ces roches les termes extrêmes, acides et basiques, des porphyres granodioritiques communs.

1. Les porphyres granodioritiques acides sont presque granitiques, mais la quantité d'orthose est plus réduite que celle du plagioclase. Le porphyre gris à nuance mauve de la carrière de Groza Mare (voir p. 349, relation d'âge) contient 20% de phénocristaux, dont quelques orthoses et approx. 5% de minéraux foncés; ceux-ci manquent presque totalement dans la pâte granophyrique.

L'analyse No. 4 représente une telle roche, à structure porphyrique sériée et riche en phénocristaux (55—60%). Elle est un peu plus acide que la granodiorite et provient de la mine Reichenstein II, de la partie marginale du massif des banatites.

Institutul Geologic al României

2. Les porphyres granodioritiques communs sont assez fréquents dans les entonnoirs de Terezia. Le porphyre du filon central de Terezia Mare (voir p. 349) contient de jolies pseudomorphoses de biotite après la hornblende.

Il est séparé de la malchite adjacente par une salbande à structure protoclastique, dont la pâte finement grenue (0,01—0,02 mm), imprégnée de paillettes de biotite, contient des phénocristaux (35—40%) cassés, des fragments anguleux de plagioclase et de quartz et des lamelles de biotite irrégulières et ployées (éléments noirs: 15—20%). Le porphyre est plus récent que la malchite.

On a trouvé à l'origine de la Ferendia, dans un porphyre analogue, une séparation mélanocrate compacte, à 70% de labrador à minces zones oligoclasiques, 20% de baguettes déchiquetées de hornblende vert-bleue, 5% de paillettes de biotite olive dans les hornblendes, 5% de quartz finement associé au feldspath et rarement libre, un peu d'orthose dans les interstices, de la magnétite, de la titanite, de l'apatite. La structure est panisométrique à tendance divergente (plagioclases allongés: 0,2—0,5 mm). La coupe mince ressemble aux malchites allemandes, mais se distingue des malchites locales. D'après la classification de JOHANNSEN la roche serait un gabbro. Nous l'appellerons un microgabbro.

3. Les porphyres granodioritiques plus basiques, de couleur brune tirant sur le noir, présentent deux générations de minéraux foncés (25—30%). Ce sont les roches du filon principal de Terezia Mică et du petit filon de la paroi W de Terezia Mare (Pl. III, Fig. 5). L'analyse de la première roche (No. 7) ressemble à l'analyse de la granodiorite (No. 6).

On a trouvé dans le filon de Terezia Mică une séparation mélanocrate à 20—25% de phénocristaux de plagioclase (65—63, 58—52, 37—33, 27—26% d'An), de hornblende et de biotite, contenus dans une pâte formée de baguettes divergentes de plagioclase, de microlites de hornblende et de biotite, de grains de quartz, d'orthose, de titanite, d'apatite et de nombreux grains de magnétite. Les grandes hornblendes sont criblées de magnétite et de biotite. Cette séparation présente un caractère demi-lamprophyrique et fait transition entre les porphyres dioritiques et les lamprophyres de notre région, l'aspect microscopique de la roche rappelant les kersantites locales (p. 383).

Composition minéralogique approximative: plagioclase 58%, hornblende 24%, biotite 10%, magnétite 3%, orthose 2%, quartz 2%, titanite et apatite 1%. Dimensions en mm: phénocristaux 2,2: 0,8—0,55: 0,25; microlites 0,25: 0,08—0,09: 0,03.

La roche est un microgabbro [champ (2312) de JOHANNSEN].

Institutul Geologic al României

β) Porphyres dioritiques

Ils sont plus basiques que les porphyres granodioritiques et accusent des teintes foncées, noirâtres et verdâtres.

Les phénocristaux constituent 25—50% de la roche. Ce sont des hornblendes vert-brunes et des hornblendes brunes, plus rarement des biotites et des diopsides. D'habitude, la hornblende brune est résorbée par une hornblende secondaire vert-bleue et fibreuse, avec séparation de titanite.

La pâte microgrenue devient un peu divergente. Elle est formée de microlites d'andésine et d'oligoclase, de hornblendes vertes et de quantités négligeables de quartz et d'orthose en disparition. On trouve encore: de l'apatite, de la titanite, de la pyrite, de la magnétite, de l'orthite, de l'épidote (dans les feldspaths), de la chlorite, de la calcite et du quartz secondaire.

Éléments noirs: 30—55%. Dimensions en mm: phénocristaux 3 : 1,5—0,5 : 0,2; microlites de plagioclase 0,3 : 0,1 — 0,08 : 0,03, pâte 0,05—0,01.

Nous n'avons pas analysé ces porphyres. Une détermination de SiO_2 nous donne environ 56%.

Les porphyres dioritiques se rattachent aux porphyres granodioritiques à deux générations d'éléments noirs, mais sont beaucoup plus basiques que ceux-ci. Ils sont en effet plus riches en hornblende (qui est souvent brune) et leur pâte, presque dépourvue de quartz et d'orthose, est bourrée de minéraux foncés. Ce sont des roches qui correspondent aux diorites (classification de JOHANNSEN); leur plagioclase étant en moyenne une andésine, nous les appellerons des porphyres dioritiques. Ils constituent la série des filons porphyriques du complexe des roches vertes.

d) Lamprophyres

Ce sont les roches les plus basiques de la suite filonienne des banatites. On a trouvé jusque-là, dans notre région, des malchites, des minettes, des kersantites, des odinites, une camptonite et un mélaquartzgabbro.

α) Malchites

Nous décrirons la malchite de Terezia Mare, la mieux étudiée. D'ailleurs, les malchites de notre région diffèrent très peu les unes des autres.

La structure des malchites est microgrenue à tendance panidiomorphe. Une faible structure porphyrique (5—10% de phénocristaux) est causée par les agroupements des plagioclases plus grands et par les agrégats de biotite, formant très probablement des pseudomorphoses après la hornblende (formes hexagonales et prismatiques). Le reste est formé de courtes baguettes de plagioclase, entre lesquelles s'amassent les paillettes de biotite, les grains de quartz, un peu d'orthose, les grains de

Institutul Geologic al României

magnétite et de pyrite, les hornblendes vertes nuancées de bleu (plus fréquentes dans la malchite de Valea Binișului), les épidotes, l'apatite, la titanite, la chlorite, la calcite, la séricite et les petites sphérolites positives de quartzine.

Le plagioclase, très souvent maclé, est formé d'un grand noyau à 93—60% d'An, enveloppé dans des zones minces dont la composition passe rapidement à 53—47% d'An, puis brusquement à 22—17% d'An. Les microlites ont une composition comprise entre 73 et 15% d'An.

Composition minéralogique approximative: plagioclase 74%, biotite 15%, quartz 5%, minerai 2%, orthose $<1\%$, les autres minéraux 3%. Dimensions en mm: plagioclases 1 : 0,6—0,3 : 0,1, pseudomorphoses de biotite 10—4: 1—0,5, biotites des pseudomorphoses 0,15: 0,1—0,025, petits grains de la pâte 0,06: 0,025.

C'est une malchite à biotite — à biotite et amphibole dans la Valea Binișului, — une roche plagioclasique qui ressemble au gabbro à plagioclases (p. 372) trouvé sous forme d'enclave dans la malchite. Une détermination de SiO_2 a donné environ 58%.

Quoiqu'on donne pour les malchites la combinaison caractéristique plagioclase + hornblende, on connaît toutefois des malchites à biotite (50; 58, p. 321), mais on veut (58) qu'en échange le feldspath devienne plus acide (andésine-oligoclase). Dans notre malchite, presque exclusivement biotitique, le plagioclase est au contraire très basique (bytownite et labrador).

β) Minettes et kersantites[1])

Ces roches se trouvent dans un même filon, dans la mine Reichenstein I. Entre elles il y a transition insensible.

1. Les minettes ont une structure grenue holocristalline. Les phénocristaux sont rares (biotites). Le fond est formé de grands cristaux isométriques d'orthose microperthitique, à inclusions de plagioclase zoné (andésine-labrador). Dans ce fond d'orthose se trouvent de longues lamelles de biotite et de longues baguettes de plagioclase disposées en faisceaux radiaires et ramifiés. En outre, on trouve encore de nombreux grains de diopside, des microlites de hornblende verte secondaire et des xénolites de quartz, arrondies et enveloppées d'une couronne de hornblendes vertes.

Le diopside est souvent ouralitisé ou biotitisé. Dans le premier cas, ce sont des agrégats de hornblende presque incolore et de grains de magnétite, entourés d'une couronne de hornblende et de biotites. Dans le second cas,

[1]) Voir aussi 12, p. 105—106.

Institutul Geologic al României

à l'intérieur du diopside s'est formée une lamelle irrégulière de biotite entourée d'une couronne de grains de magnétite. On remarque aussi des hornblendes complètement pseudomorphisées par les biotites. D'autres fois le diopside est remplacé par un réseau de fibres incolores de serpentine et par des amas de carbonates.

Composition minéralogique approximative: orthose 40—50%, plagioclase 10—15%, biopyribole, titanite, apatite et magnétite 40—45% et jusqu'à 5% de quartz. Dimensions en mm: orthose 1,5: 1,5—0,55: 0,4; plagioclase 0,55: 0,4; xénolites de quartz 1,5—0,4; biopyribole et accessoires 0,7: 0,1—0,15: 0,05.

A l'œil nu ces roches ne ressemblent pas aux minettes typiques des Vosges; mais il résulte de la composition minéralogique et de l'analyse No. 9 que les roches décrites ci-dessus sont des minettes augitiques (p. 392).

Les minettes à petits grains font la transition aux kersantites.

2. Les kersantites diffèrent des minettes par la structure porphyrique, par l'augmentation des plagioclases qui l'emportent sur l'orthose et par une abondance accrue d'éléments foncés (45—55%).

Les phénocristaux (25—30% de la roche) sont des plagioclases (andésine et labrador) à zone marginale trouble, des biotites et des pseudomorphoses ouralitiques et biotitiques décrites chez les minettes.

La pâte (75—70%) comme chez les minettes, mais plus riche en plagioclase, à grains beaucoup plus fins et moins divergente. Elle est formée d'orthose, de plagioclase, de diopside, de hornblende verte, de biotite, de pseudomorphoses ouralitiques et d'accessoires. Les xénolites de quartz sont aussi présentes. Dimensions en mm: phénocristaux 5: 2,5—0,6: 0,3; microlites 0,2: 0,1—0,1: 0,03.

Ces roches correspondent très bien aux kersantites augitiques (58, p. 324—330). Par leur structure porphyrique les kersantites banatitiques ressemblent aux porphyres dioritiques. Elles ont les mêmes phénocristaux de plagioclase. La séparation demi-lamprophyrique décrite p. 380 forme la transition entre ces roches. Il est probable qu'en étudiant plusieurs séparations mélanocrates des roches porphyriques, on trouvera toutes les passages entre cellles-ci et quelques unes des roches lamprophyriques.

γ) Odinites

Ce sont les lamprophyres les plus basiques. On distingue deux catégories d'odinites: à diopsides et à hornblendes.

1. Les odinites à diopsides sont représentées par les blocs roulés trouvés à l'embouchure du vallon Ogașul Ciobanului et par le filon du vallon Ogașul Corbului. Elles sont caractérisées par la présence du diopside, de la hornblende brune et des pseudomorphoses de talc, de chlorite

Institutul Geologic al României

et de serpentine après l'olivine, en même temps que par leur structure doléritique-divergente.

L'odinite de l'Ogaşul Ciobanului (Pl. III, Fig. 6), presque compacte, présente à l'œil nu de petits cristaux (1—2 mm) vitreux, incolores, à cassure conchoïdale et de petites cavités (1—2 mm) tapissées de croûtes blanches et de cristaux aciculaires ou lamellaires (zéolites?), répandus sporadiquement dans le fond gris verdâtre ponctué de blanc. C'est une structure amygdaloïde.

La coupe mince nous offre une structure doléritique-divergente typique produite par les fines baguettes de plagioclase basique, disposées par endroits de manière fluidale.

La roche est formée de plagioclases 55—60%, de diopsides 15%, de pseudomorphoses de talc 15—20%, de hornblendes brunes et de biotites 5%, de grains de magnétite 5%. Sur ce fond se détachent quelques cristaux (15%) plus développés de plagioclase, de diopside, de pseudomorphose de talc, qui marquent une tendance porphyrique à la structure. Dimensions en mm: phénocristaux 4:2; 0,9:0,3; microlites 0,5:0,15—0,1:0,02.

Les rares cristaux vitreux vus à l'œil nu sont des plagioclases basiques, arrondis, à noyau limpide et craquelé, bordé d'une zone de réaction troublée de microlites, entourée elle-même d'une zone à séricites et d'une zone basique, limpide, au contour denté (Pl. III, Fig. 6).

Les pseudomorphoses de talc, inextricables, accusent des formes en losanges, rectangulaires et prismatiques à dômes aigus. Le minéral primordial a été fort probablement l'olivine, dont les formes typiques et même les fissures ont été conservées.

L'odinite de l'Ogaşul Corbului[1]) forme un filon d'une épaisseur de 1,5 m, incliné 30° vers le N, dans le massif de banatites.

La roche compacte, d'un gris-vert foncé, est constituée de: plagioclase complètement séricitisé 45—50%, hornblende brune 20—25%, chlorite 10—15%, pseudomorphoses de chlorite, de serpentine et de calcite après l'olivine 10%, diopside 5%, magnétite et titanite 3%. Dimensions en mm: phénocristaux 1,5:0,85—0,5:0,2, microlites 0,3:0,05—0,06:0,03.

2. Les odinites à hornblendes constituent les filons de la carrière de Groza Mare et de l'origine du vallon Ogaşul Bălean.

L'odinite de la carrière de Groza Mare (voir p. 349) présente des phénocristaux (5—10%) de plagioclase, de hornblende verte, de pseudomorphoses de hornblende et quelques xénolites arrondis de quartz, entourés d'une couronne de hornblendes vertes microlitiques.

[1]) Affluent de la Valea Bichiştin, Bocşa Montană.

Institutul Geologic al României

Le plagioclase est un labrador à noyau frais entouré d'une zone marginale troublée de grains d'épidote, de minerai, de séricite et de biotite. Quelques plagioclases sont criblés de produits d'altération.

La hornblende verte à nuance olive contient des lamelles de biotite et des grains de magnétite. Des microlites de hornblende vert pâle forment des pseudomorphoses rectangulaires ou en losange, dont le minéral primordial est inconnu.

La pâte grenue, divergente, est formée de microlites de labrador et de hornblende vert-brune, de lamelles de biotite, de grains de magnétite et d'un peu d'apatite et de titanite.

Composition minéralogique approximative de la roche: plagioclase 40—45%, hornblende 40—45%, biotite 5—10%, magnétite 6—8%, quartz 1—2%. Dimensions en mm: phénocristaux 2,3 : 1,5—0,5 : 0,25, microlites 0,3 : 0,06—0,03 : 0,03.

L'odinite du vallon Ogașul Bălean[1]) a une structure porphyrique plus marquée, la pâte étant plus finement grenue. Les phénocristaux (15%) sont surtout des hornblendes vertes, d'habitude agroupées, d'aspect ouralitique, issues des hornblendes brunes et olives. Les plagioclases sont rares, intensément transformés par un réseau acide et criblés de microlites.

La pâte est formée de microlites de plagioclase, de hornblende, de titanite et de magnétite.

Composition minéralogique approximative: hornblende 50%, plagioclase 45%, titanite 3—4%, magnétite et pyrite 1%. Dimensions en mm: phénocristaux 2 : 1,3—0,3 : 0,15, microlites 0,04 : 0,01.

Odinites altérées. Les lamprophyres de l'Ogașul de la Firizi et de l'Ogașul Brebanului sont probablement des odinites très altérées. Les plagioclases sont complètement sériciteés, parfois calcitisés. Aussi les éléments foncés sont totalement chloritisés et calcitisés. Dans la pâte on remarque du quartz secondaire, du minerai, de la titanite secondaire, du rutile.

ϑ) Camptonite banatitique

C'est une roche holocristalline à structure porphyrique sériée et à texture trachytoïde mise en évidence par la disposition fluidale des prismes minces d'amphibole.

Les phénocristaux et les microlites longues et minces de la pâte sont formés par les plagioclases (45—50%) et les amphiboles (40%). La hornblende contient des paillettes de biotite (5%). Dans les interstices on trouve du quartz (3%) et de l'orthose (2%). Les accessoires (2%) sont la magnétite

[1]) Affluent de la Valea Mărcuș, Dognecea.

Institutul Geologic al României

et l'apatite. Dimensions en mm: phénocristaux 1,4: 0,35—0,4: 0,15; microlites 0,12: 0,03.

Le plagioclase est une andésine à 37% d'An. L'amphibole est une hornblende basaltique à fort pléochroïsme: $n\alpha$ jaune-olive, $n\beta$ orange, $n\gamma$ rouge foncé. Dans les coupes près de la biréfringence maxima, l'extinction est voisine à 0°. Nous n'avons plus rencontré cette amphibole dans les autres banatites.

La biotite présente un pléochroïsme analogue: $n\alpha$ jaune-vert, $n\gamma$ rouge-brun foncé. L'orthose forme quelques plages ophitiques-diabasiques, qui tendent à disparaître. On remarque aussi de rares xénolites de quartz.

Cette roche est incontestablement un lamprophyre, mais elle ne ressemble à aucun des lamprophyres décrits. La structure rappelle une des minettes à longues lamelles de biotite divergentes. Nous l'appellerons camptonite banatitique à cause de la hornblende basaltique.

ε) Mélaquartzgabbro

Le lamprophyre noir de l'apophyse Ferendia (p. 346) présente une structure panallotriomorphe. Les minéraux ont des contours arrondis et des aspects pœcilitiques et corrodés. Leur dimensions varient entre 0,5 et 0,05 mm.

Composition minéralogique: 37,5% de hornblende brune, 32,5% de labrador, 5% de hornblende verte, 5% de biotite d'un brun rougeâtre, dépourvue d'auréoles pléochroïques, 5% de chlorite, 5% de quartz, moins que 5% de hypersthène (signe optique négatif, $n'\alpha$ rosé, extinction parallèle) et 5% d'apatite, de magnétite, de pyrite et de titanite secondaire. D'après la classification de JOHANNSEN cette roche serait un mélaquartzgabbro. C'est très probablement un lamprophyre, mais sa structure diffère de celles des lamprophyres décrites ci-dessus.

4. LES QUARTZ HYDROTHERMAUX ET LES ROCHES HYDROTHERMALISÉES

Les phénomènes hydrothermaux, liés à la différenciation des banatites, sont localisés dans les parties périphériques du massif des banatites et sur les lignes tectoniques profondes de la région. Par l'action de ces phénomènes ont pris naissance des roches quartzeuses et les roches voisines ont été transformées (hydrothermalisées). Leur étude est difficile à cause des transformations subies et à cause de la structure cryptocristalline fréquente dans ces produits.

Institutul Geologic al României

a) **Roches éruptives hydrothermalisées**

α) Le kératophyre hydrothermalisé du vallon Inogu̧țuloane

C'est une roche profondément transformée, dont seulement l'aspect microscopique et mégascopique nous rappelle les kératophyres. Les albites ont été remplacées par des agrégats de calcite, de quartz et d'un minéral secondaire d'aspect micacé, à allongement positif, à biréfringence très faible et à indice de réfraction plus élevé même que celui du quartz. Ce minéral constitue des agrégats sphérolitiques cryptocristallins présents dans toutes les roches hydrothermalisées [1]). Une substance trouble indique la place des éléments foncés disparus.

Dans la pâte on ne voit plus que de petits grains déchiquetés de quartz, tout le reste étant occupé par le minéral secondaire d'aspect micacé et par les carbonates. On devine les formes microlitiques des feldspaths et on remarque des fibres indéterminables et des grains de magnétite et de titanite.

La roche est traversée par des filonnets de calcite parallèles.

La roche contient 35—45% de calcite, 35—40% d'agrégats cryptocristallins du minéral secondaire d'aspect micacé et 20—25% de quartz.

β) Les filons hydrothermalisés des vallons Bălean et Ursoanea Mare

Dans ces filons on peut très bien étudier la transformation hydrothermale des roches porphyriques. On y trouve un porphyre granodioritique en voie de transformation et une roche semblable au kératophyre du vallon Inogu̧țuloane. Tous les minéraux, sauf le quartz et l'apatite, ont été remplacés par les agrégats sphérolitiques cryptocristallins décrits ci-dessus, formant aux nicols croisés des taches à biréfringence nulle, parfaitement incolores dans la lumière parallèle (feldspaths), ou bien criblées d'oxydes secondaires de titane et de fer (éléments foncés). Dans quelques feldspaths on reconnaît parfois un reste de dentelle albitique. Les éléments foncés sont par endroits transformés en carbonates, ou en limonite et quartz.

Dans le filon d'Ursoanea Mare on remarque une substance secondaire à réfringence très basse, remplaçant une partie des feldspaths (zéolites ?).

Dans la paroi des filons on trouve une roche quartzeuse, compacte, à structure fluidale, formée d'une pâte felsitique. Dans celle-ci on remarque des dentelles feldspathiques, des grains anguleux de quartz et, à Ursoanea Mare, des fragments de quartzite, traversés par des filonnets de la pâte

[1]) Un essai chimique fait sur la substance des feldspaths hydrothermalisés d'une roche porphyrique complètement transformée, ramassée dans la région Glück Auf, nous a donné 12—13% de H^2O, le reste étant formé de silice et d'alumine. Les alcalis et les alcalino-terreux, la magnésie et le fer manquent.

C'est donc un hydrosilicate d'aluminium.

Institutul Geologic al României

felsitique, imprimant à la roche une structure bréchoïde. La pâte est constituée des mêmes agrégats cryptocristallins du minéral d'aspect micacé. C'est une vraie felsite hydrothermale.

Ces roches sont très répandues dans les parties hydrothermalisées du massif des banatites.

γ) A l'origine du vallon Friptoria Mare on trouve des porphyres granodioritiques verts, dont tous les minéraux, sauf le quartz, sont complètement chloritisés. On reconnaît, d'après leurs formes, les phénocristaux de feldspath, de biotite et de hornblende devenus des pseudomorphoses de pénnine négative. On trouve aussi des rosettes de muscovite uniaxe, négative, de la titanite, du rutile, de la magnétite, des oxydes de fer secondaires. Environ 70% de la roche sont formés de chlorite et 25%, de quartz.

b) **Les quartz hydrothermaux**

Une série de roches quartzeuses, compactes et felsitiques constitue des filons le long des deux zones de chevauchement du soubassement cristallin. On y distingue:

α) Quartz felsitiques. Les roches des filons de Cioaca lui Ion et de l'Ogașul Gherghinești offrent une pâte extrêmement fine, identique aux pâtes felsitiques décrites ci-dessus. On retrouve l'aspect bréchoïde, les enclaves de quartzite et les restes dentelés semblables aux feldspaths broyés des kératophyres quartzifères. On y trouve encore des agrégats de séricite, des fissures tapissées de quartz frais, des fragments de tourmaline. Les quartz de Cioaca lui Ion sont imprégnés d'un réseau limonitique à structure concrétionnaire, remplissant les fissures de la roche.

β) Quartz microcristallins. D'autres quartz hydrothermaux sont formés d'une pâte microcristalline (0,1 mm) de quartz et de feldspath.

Le feldspath est une albite, parfois même une orthose (Tâlva cu Piatră). Le plagioclase, par endroits très fréquent (50%, cote 297), est d'habitude complètement remplacé par les agrégats sphérolitiques cryptocristallins mentionnés. On remarque aussi de rares fragments de feldspath effilochés.

Le quartz forme de nombreux individus écrasés et entourés d'une couronne de menus débris. A Harca Bocșei il constitue des agrégats de grains allongés, plus ou moins dentés et à extinction roulante; des filonnets et des poches à grains polygonaux, non roulants; des bordures tapissant des cavités, des portions de pâte et des cristaux de pyrite (quartz nouveau des druses à $n\gamma$ perpendiculaire sur la bordure). A Harca Bocșei les quartz contiennent de la pyrite. Celle-ci, sous forme de poussière, imbibe des portions de pâte et s'accroît jusqu'à former de gros grains de pyrite dans lesquels on peut remarquer parfois des inclusions de quartz et de pâte incomplètement remplacées. Certains quartz (cote 297) sont imprégnés de carbonates.

Institutul Geologic al României

γ) Autres quartz hydrothermaux. Dans la zone mylonitique les quartzites de Tâlva Mare sont associés à des porphyres et des quartz hydrothermaux (Ogașul Bălului, Poiana Pravățului). Les quartz ont une structure de brêche évidenciée par des fragments de formes et dimensions variées, cimentés par une pâte de grains fins. Toute la roche est formée de quartz écrasé. On remarque de grandes plages de quartz déchirées en bandes parallèles. Il est évident que ces roches ne sont que des filons de quartz écrasés et bréchifiés.

Un tel filon de quartz forme une paroi blanche, de direction N30°W et d'une épaisseur de 2—3 m, au NW de la colline dite Dealul Stroșului (384 m), entre la Moravița et la Ferendia. Le quartz se débite en plaquettes rhomboèdriques. Au microscope on décèle une plage unique de quartz, à extinction roulante, en voie d'être divisée en bandes dont l'orientation optique commence à différer de l'orientation générale. Des grains à extinction limpide remplissent les crevasses (quartz nouveau).

Dans le vallon Groza Mică affleurent des roches quartzeuses, très pyriteuses. Les parties noires sont felsitiques. Les parties gris-vertes sont formées de grains de quartz (0,8—0,1 mm) craquelés et à extinction roulante et d'une pâte de quartz microcristalline à rosettes de muscovite très abondantes. Les grains de pyrite sont mises en pièces, séparées par des filonnets de calcédoine qui traversent tous les minéraux. C'est un quartz hydrothermal micacé.

c) Schistes cristallins hydrothermalisés

Autour des filons de quartz hydrothermal et dans la région Glück Auf les schistes cristallins ont un aspect particulier, leucocrate, rappelant les orthogneiss. Au microscope on décèle des paragneiss et des quartzites hydrothermalisés, dont le feldspath est remplacé par les agrégats cryptocristallins connus, qui pénètrent dans la roche sous forme de filonnets felsitiques, le long de la schistosité. Les quartzites à structure parallèle de la région Glück Auf (E cote 490; petit affluent gauche de la Valea Simion și Iuda, pendage 70° NW) présentent un système de filonnets parallèles et transversaux qui transforment graduellement toute la roche. On y trouve de fréquents microlites de rutile.

Rappelons aussi les quartzites porphyroblastiques à feldspath hydrothermalisé (p. 316) et les roches vertes imprégnées de carbonates (« quartzites verts », etc.). Mais les phénomènes hydrothermaux sont probablement plus répandus et plus divers. C'est à eux que sont liés des imprégnations et des filonnets de minerais, probablement aussi les pyrites qui imbibent les roches vertes des régions de la Ferendia et de la Dognecea; mais c'est là déjà le domaine du métamorphisme de contact.

Institutul Geologic al României

d) **Récapitulation**

Les solutions hydrothermales, qui ont produit les phénomènes décrits ci-dessus, sont des manifestations périphériques du bassin magmatique des banatites. Dans leur ascension, ces solutions ont emprunté la voie des filons porphyriques et ont utilisé les lignes de dislocation de la région et les fissures du massif éruptif, dans la partie supérieure duquel abondent les roches hydrothermalisées. Elles ont métamorphisé tant les roches éruptives (autométamorphisme tardif) que les schistes cristallins qu'elles ont imprégné.

Dans les filons de Cioaca lui Ion et de Tâlva cu Piatră les parties inférieures, dans les vallées, sont formées de kératophyres plus ou moins hydrothermalisés, tandis que les parties supérieures, sur les collines, sont quartzeuses. Il paraît que les phénomènes hydrothermaux s'y sont manifestés plus amplement seulement en haut, à partir d'un certain niveau. Aussi est-il probable qu'une partie des quartz sont des kératophyres hydrothermalisés, tant sont frappantes les analogies entre certaines pâtes très fines de kératophyre et les pâtes felsitiques des quartz hydrothermaux.

Il convient cependant de se demander s'il ne s'agit pas d'un phénomène de différenciation dans le sens que les parties inférieures des filons sont porphyriques et les parties supérieures quartzeuses.

Pendant et après la cristallisation des quartz hydrothermaux, les lignes tectoniques ont joué, produisant la structure bréchoïde et écrasée des divers. quartz.

Énumérons les divers faits observés:

1. Formation des filons de quartz.
2. Imprégnation des roches par un hydrosilicate d'aluminium constituant des agrégats sphérolitiques cryptocristallins et de vraies felsites, qui remplacent notamment les feldspaths.
3. Formation d'une substance à réfringence très basse (zéolites?).
4. Chloritisation des roches porphyriques (Friptoria Mare).
5. Formation des rosettes de muscovite (Groza Mică, Friptoria Mare).
6. Imprégnation des roches par des carbonates.
7. Imprégnation des roches par la pyrite.
8. Imprégnation de certains quartz par un réseau de limonite concrétionnaire.
9. Formation des grains de quartz nouveau et du quartz des druses.
10. Formation des filonnets de calcédoine (Groza Mică).

IV. DISCUSSION CHIMIQUE DES ANALYSES DE BANATITES

Pour mieux nous rendre compte de la différenciation magmatique des banatites de la région Ocna de Fer, M. P. Bearth a effectué une série de 14 analyses chimiques de banatites dans le laboratoire de chimie de

Institutul Geologic al României

l'Institut minéralogique et pétrographique de l'Université de Bâle (1929). Les analyses ont été calculées et projetées d'après les méthodes de P. NIGGLI (46). Les analyses et les nombres de NIGGLI sont consignés dans les tableaux ci-joints.

Provenance des banatites analysées (voir tableau p. 392).

1. Aplite micropegmatitique, carrière de Valea Groza Mare, Ocna de Fer.
2. Kératophyre quartzifère (contenant peu de phénocristaux), Og. Buchin, le filon près du flanc E des calcaires, Bocşa-Montană.
3. Granite banatitique, Valea Moraviţei (Arsura), Văsiova.
4. Porphyre granodioritique, mine Reichenstein II, Ocna de Fer.
5. Granodiorite (d'apophyse), Valea Ferendiei, Ocna de Fer.
6. Granodiorite (du massif), Og. Ţiganului, Ocna de Fer.
7. Porphyre granodioritique, mine Terezia Mică, Ocna de Fer.
8. Granogabbro, mine Paulus, Ocna de Fer.
9. Minette augitique, mine Reichenstein I, Ocna de Fer.
10. Syénogabbro, mine Terezia Mare, Ocna de Fer.
11. Odinite à diopside, Og. Ciobanului, Ocna de Fer.
12. Odinite à hornblende, carrière de Valea Groza Mare, Ocna de Fer.
13. Gabbro quartzifère, mine Terezia Mare, Ocna de Fer.
14. Mélagabbro, mine Terezia Mare, Ocna de Fer.

Pour les trois analyses de banatites de notre région, publiées par les auteurs prédécesseurs, voir: 44, pg. 256; 62, pg. 191 et 283; 62, pg. 187 et 271.

L'acidité des banatites est comprise entre 77 et 48% de SiO_2.

Dans le tableau p. 393, nous avons donné, pour chaque analyse de banatite, le type magmatique correspondant trouvé, en comparant les nombres de NIGGLI des banatites à ceux contenus dans l'ouvrage « Gesteins- und Mineral-provinzen » (46).

Le diagramme de différenciation des banatites (Fig. 15). Si l'on analyse ce diagramme de plus près, on observe les détails suivants:

a) Le diagramme présente trois régions distinctes:

1. La région acide, de *si* 321 à droite. Les courbes divergent fortement: *al* et *alk* vers le haut, *fm* et *c* vers le bas.

2. La région intermédiaire, subdivisée en deux portions:

α) La portion comprise entre *si* 321 et *si* 250. Les courbes *al* et *c* sont parallèles et horizontales; entre elles, les courbes *alk* et *fm* s'entrecoupent en angle aigu.

β) La portion comprise entre *si* 250 et *si* 209. C'est la région isofale [1]) dans laquelle les courbes se confondent deux à deux *(fm* et *al*, *alk* et *c)*.

[1]) D'après les anciennes analyses de K. EMSZT (62) l'isofalie des banatites était trop basse (*si* 160). Voir: 45, p. 200 et 263; 51.

Institutul Geologic al României

NOUVELLES ANALYSES DE BANATITES DE LA RÉGION OCNA DE FER (BANAT)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	76.61	72.24	70.91	65.02	63.22	62.14	61.63	58.20	53.54	53.37	50.57	51.38	49.92	48.39
TiO_2	0.17	0.27	0.58	0.65	0.95	1.02	0.95	1.21	1.98	0.93	1.40	1.40	1.76	2.04
Al_2O_3 . . .	11.90	15.27	12.13	14.30	15.15	14.36	15.25	14.76	12.32	16.97	14.53	16.05	14.87	17.54
Fe_2O_3 . . .	0.87	0.81	2.63	3.12	2.75	3.77	3.28	3.74	5.20	4.34	4.36	2.90	5.28	2.84
FeO	0.20	0.62	1.05	2.15	1.65	2.55	2.23	3.19	2.21	3.00	5.21	4.45	4.79	5.04
MnO. . . .	traces	—	traces	0.05	traces	0.03	0.03	0.05	0.07	0.08	0.05	0.09	0.10	0.12
MgO	0.62	0.61	1.47	1.50	3.62	2.70	3.45	4.31	6.70	3.79	7.88	7.28	7.62	7.65
CaO	1.22	2.11	3.80	5.13	4.50	5.89	5.34	6.88	7.60	9.12	7.06	9.64	8.55	8.85
Na_2O. . . .	2.40	5.57	3.23	3.20	2.85	3.37	3.13	3.50	2.47	4.13	2.17	3.47	2.85	3.65
K_2O	6.23	1.99	4.13	3.97	3.34	3.25	3.31	2.55	4.85	3.06	1.57	1.66	2.30	1.74
P_2O_5	—	0.12	0.15	0.15	0.50	0.26	0.12	0.38	0.66	0.42	0.46	0.25	0.35	0.30
H_2O+ . . .	—	0.55	0.18	0.60	0.76	0.70	1.09	1.31	1.78	0.82	4.08	1.43	1.70	0.80
H_2O- . . .	0.07	0.15	0.08	0.14	0.11	0.03	0.21	0.05	0.59	0.25	0.60	0.05	0.30	0.22
S_2					0.85									1.06
Total . . .	100.29	100.31	100.34	99.98	100.25	100.07	100.02	100.13	99.97	100.28	99.94	100.05	100.39	100.24
Poids spécifique . . .	2.60	2.63	2.64	2.68	2.70	2.72	2.70	2.77	2.80	2.82	2.70$_3$	2.85	2.87	2.90
Nr. de la roche	253/1928	37/1928	183/1928	164	1374	1148	944	1405	304	698	232/1928	262/1928	699	698A

Institutul Geologic al României

NOMBRES DE NIGGLI DES BANATITES DE LA RÉGION OCNA DE FER (BANAT)

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	Section	*qz*	*Ls*	*Fs*	*Qs*	*al-alk*	*c—(al-alk)*	*alk / al-alk*	*ti*	*p*	Type magmatique de NIGGLI
1	467	43	10	8	39	0.63	0.53	0.75	5	+211	0.51	0.03	+0.45	4	4	9.75	0.77	0.00	aplitegranitique (rapakiwitique ?), (méditerranéen)
2	361	45	10	11	34	0.19	0.44	1.10	6	+125	0.62	0.03	+0.35	11	0	3.09	1.02	0.24	trondhjemitique < plagioclasegranitique / engadinitique
3	321	32	23	19	26	0.46	0.43	0.80	5	+117	0.52	0.11	+0.36	6	13	4.33	1.97	0.30	granodioritique-adamellitique (méditerranéen)
4	250	32	25	21	22	0.45	0.35	0.86	5	+ 62	0.61	0.14	+0.25	10	11	2.20	1.88	0.25	normalgranitique-granodioritique
5	229	32	32	18	18	0.43	0.61	0.54	4	+ 57	0.61	0.16	+0.25	14	4	1.28	2.60	0.77	opdalitique
6	213	29	31	22	18	0.39	0.45	0.70	5	+ 41	0.61	0.20	+0.19	11	11	1.63	2.63	0.37	opdalitique-granodioritique
7	209	31	32	19	18	0.41	0.54	0.60	4	+ 37	0.64	0.18	+0.18	13	6	1.38	2.43	0.16	opdalitique
8	176	26	36	23	15	0.32	0.54	0.61	4	+ 16	0.64	0.27	+0.09	11	12	1.36	2.75	0.49	normaldioritique-quartzdioritique
9	146	20	43	22	15	0.56	0.63	0.51	4	— 14	0.68	0.41	—0.09	5	17	3.00	4.05	0.75	lamprosommaïtique (méditerranéen)
10	143	27	31	26	16	0.33	0.49	0.85	5	— 21	0.82	0.32	—0.14	11	15	1.45	1.87	0.47	normaldioritique (pacifique) — essexitique (atlantique) — normalmonzonitique (méditerranéen)
11	130	22	50	20	8	0.32	0.60	0.38	3	— 2	0.58	0.43	—0.01	14	6	0.57	2.72	0.50	gabbrodioritique (normalgabbroïde)
12	125	23	41	25	11	0.24	0.64	0.61	4	— 19	0.72	0.43	—0.15	12	13	0.91	2.56	0.26	gabbrodioritique
13	120	21	47	22	10	0.35	0.58	0.47	4	— 20	0.68	0.48	—0.17	11	11	0.90	3.18	0.36	gabbrodioritique à tendance { essexitgabbroïde (atlantique), sommaïtdioritique (méditerranéen)
14	114	24	42	23	11	0.24	0.64	0.53	4	— 30	0.80	0.46	—0.26	13	10	0.84	3.62	0.30	gabbroïde à tendance atlantique: normal-gabbroïdnoritique-gabbrodioritique basique — theralite- et essexite-gabbroïde (atlantique)

Mon collègue, l'Ing. I. GAVĂT, a bien voulu se charger de calculer les nombres ci-dessus à la machine, ce dont je l'en remercie vivement. Les proportions moléculaires des oxydes ont été tirées des tabelles de H. v. ECKERMANN (18).

Institutul Geologic al României

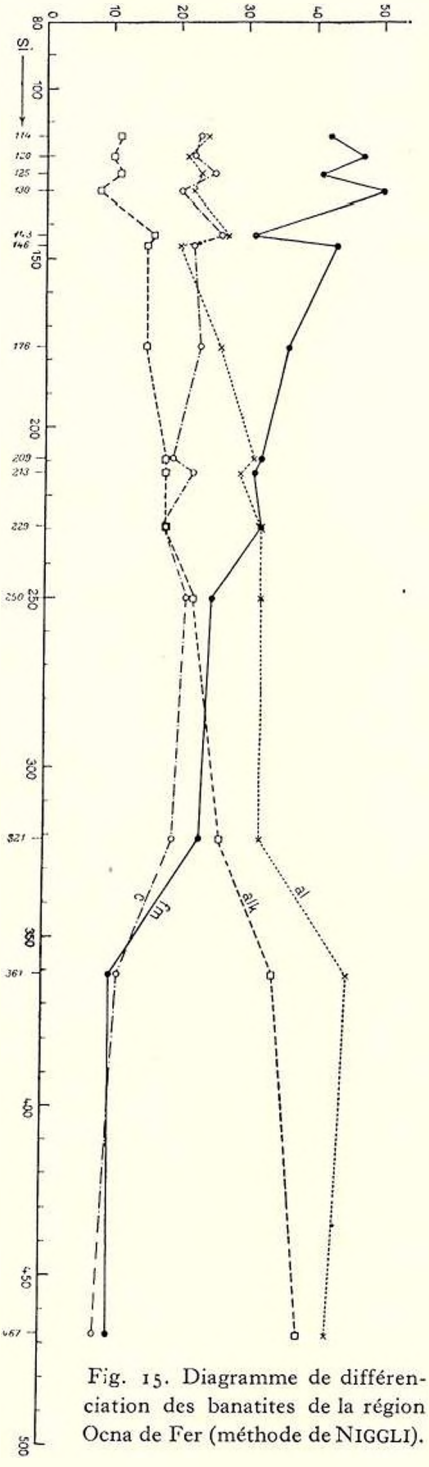


Fig. 15. Diagramme de différenciation des banatites de la région Ocna de Fer (méthode de NIGGLI).

3. La région basique de *si* 209 à gauche. Les courbes sont divergentes: *fm* vers le haut, *alk* vers le bas; *al* et *c* s'entrelacent au milieu.

b) La différence *al—alk* affecte des valeurs moyennes, comprises entre 4—6 et 10—14. Le maximum est situé entre *si* 229 et *si* 209. A l'extrémité acide les courbes se rapprochent.

c) L'isofalie est située à *si* 229 ($al = fm = 32$, $c = alk = 18$). La région isofale est étroite (*si* 209—229). Le magma isofale est opdalitique.

d) Les courbes *fm* et *c* sont très rapprochées depuis *si* 321 à droite; elles se confondent même. Depuis *si* 250 à gauche elles divergent, la courbe *fm* montant plus rapidement que *c*. Elles coupent la courbe *alk* à *si* 280, respectivement à *si* 229.

Dans la région basique le diagramme de différenciation des banatites présente une certaine nervosité dans l'allure des courbes. Les analyses respectives offrent des tendances indécises vers les magmas potassiques et sodiques (la minette est même nettement potassique). Il est probable que dans les quelques roches gabbroïdes ces tendances sont dues aux phénomènes d'assimiliation, qui ont modifié le magma primordial.

En comparant ce diagramme aux diagrammes de différenciation des diverses séries magmatiques publiées par P. NIGGLI (46, p. 198—200; 45) et par C. BURRI (10), il résulte que la différenciation des banatites présente un caractère pacifique.

Relevons les analogies suivantes:

a) La bifurcation dans la partie acide du diagramme des banatites se

Institutul Geologic al României

retrouve dans les diagrammes Westalpin I (45, p. 191, fig. 2) et Rosita Hills, subtype de Yellowstone Park (10, p. 163, fig. 22), mais à un point moins acide: *si* 220—240.

b) Les rapports des courbes *al* et *alk* ressemblent à ceux des diagrammes pacifiques (46, p. 198, fig. 13; 10, fig. 19—21).

c) L'isofalie des banatites est beaucoup plus élevée (*si* 209—229) que celle des types pacifiques cités (*si* 170—210). L'isofalie la plus proche est celle du type Westalpin I; la roche isofale est une opdalite à *si* 214 (45, anal. XIX-a), dont les nombres moléculaires rappellent ceux de l'opdalite isofale d'Ocna de Fer (anal. 5).

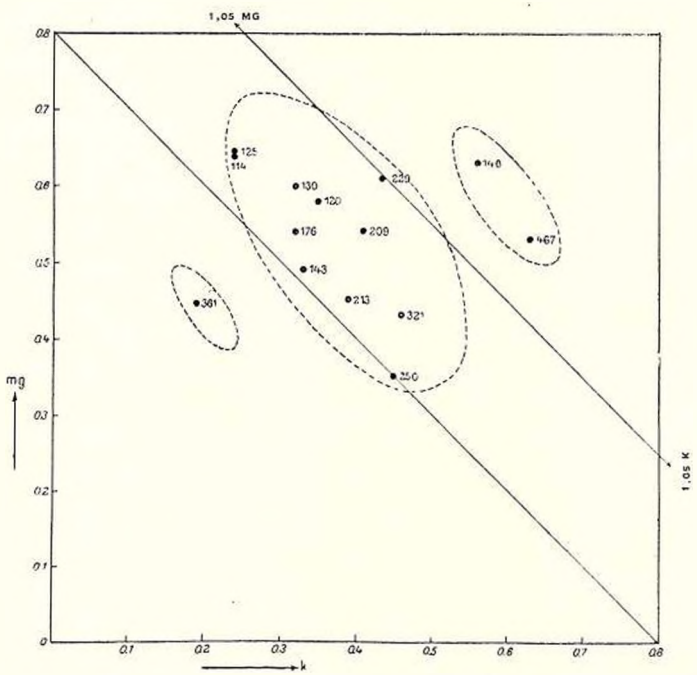


Fig. 16. Diagramme *k: mg* des banatites (méthode de NIGGLI).

d) L'allure des courbes *fm* et *c* est pacifique, typique (voir diagrammes: 10, fig. 17—18; 46, fig. 13; 45, fig. 2 et fig. 10).

Soulignons la ressemblance qui existe entre le diagramme Westalpin I et le diagramme des banatites. C'est P. NIGGLI (45, p. 262) qui, le premier, a attiré l'attention sur les affinités de la province des banatites avec la province piémontaise ou Westalpine I (Traversella—Biella—Bergell I). Celle-ci est pacifique, mais elle contient aussi des magmas monzonitiques faisant transition vers les associations méditerranéennes (potassiques).

Le diagramme k : mg (Fig. 16). La majorité des analyses de banatites forment un groupe principal compris entre $k = 0{,}23$, $mg = 0{,}64$

Institutul Geologic al României

et $k = 0{,}46$, $mg = 0{,}35$, constituant une bande de direction NW—SE limitée par les diagonales 0,8 *mg*—0,8 *k* et 1,05 *mg*—1,05 *k* [1]). Les trois analyses situées en dehors du groupe principale appartiennent à une roche relativement sodique à $k = 0{,}19$ (le kératophyre quartzifère *si* 361) et à deux roches potassiques à $k = 0{,}63$, resp. 0,56 (l'aplite *si* 467 et la minette *si* 146).

Notre diagramme ressemble au diagramme de la série calcoalcaline, dans lequel les projections se rangent aussi du NW au SE, alors que chez les séries alcalines elles prennent la direction SW—NE (46, p. 211—212, fig. 21—22).

Le groupe des banatites occupe une position marginale caractéristique, sur la bordure NE du groupe des magmas calcoalcalins, encadrés, pour la plupart, entre les diagonales 0,6 et 0,9. Si l'on marque la diagonale 0,8—0,8 dans les diagrammes circumpacifiques (10, p. 141) et intraalpin (45, p. 213), on remarque que la majorité des analyses est située au-dessous de cette diagonale, sauf le type Yellowstone Park, dont la moitié des analyses est située au-dessus, rappelant de la sorte le diagramme des banatites.

Tirons encore une fois la conclusion que la différenciation des banatites appartient au type pacifique, présentant une tendance méditerranéenne analogue au type Yellowstone Park et au type intraalpin.

Quant à la variation des nombres *k* et *mg* par rapport à celle de *si*, on remarque que les nombres *k* accusent une variation de même sens que *si*, tandis que les nombres *mg* ont une variation indépendante.

La projection tétraédrique de NIGGLI [2]) donne des résultats analogues, en ce qui concerne la classification des banatites.

Seule la projection de l'odinite à diopside (anal. 11) nous donne une indication nouvelle. Elle se range près des gabbros dans le triangle III, ce qui veut dire que la roche est plus basique que les gabbrodiorites auxquelles elle a été comparée (tableau p. 393). La valeur de *si* est en effet trop élevée à cause des transformations subies par la roche.

Autres diagrammes de NIGGLI. Pour étudier la différenciation magmatique des banatites on peut utiliser encore d'autres modes de représentation graphique proposés par NIGGLI (47).

Si l'on calcule pour chaque analyse la répartition moléculaire normative de la silice dans les divers minéraux de la roche (sauf les minerais), on obtient les nombres: *Ls*, partie de *si* liée aux molécules normatives des minéraux leucocrates; *Fs*, partie de *si* liée aux molécules normatives des minéraux mélanocrates; *Qs*, partie de *si* libre.

---

[1]) Les projections des analyses de banatites faites par K. EMSZT se trouvent au-dessous de la diagonale 0,8—0,8 (voir 45, p. 200, les nombres de NIGGLI correspondants).

[2]) Cf. 46, les diagrammes 18 *a*, 19, 19 *a*, p. 207—209.

Institutul Geologic al României

Dans le diagramme Fig. 17 nous avons projeté ces nombres pour les analyses de banatites. Celles-ci se rangent dans une traînée presque verticale, allant du côté droit du triangle augite-olivine-feldspath vers le haut. Les roches projetées sous la « limite du quartz » sont les roches basiques dépourvues de quartz ou en contenant une faible quantité. Au-dessus suivent les roches plus acides. La projection de la roche *si* 114 est située sous la limite olivine-feldspath, mais elle ne contient pourtant pas de feldspathoïdes. Cette roche est un gabbro à tendance sodique.

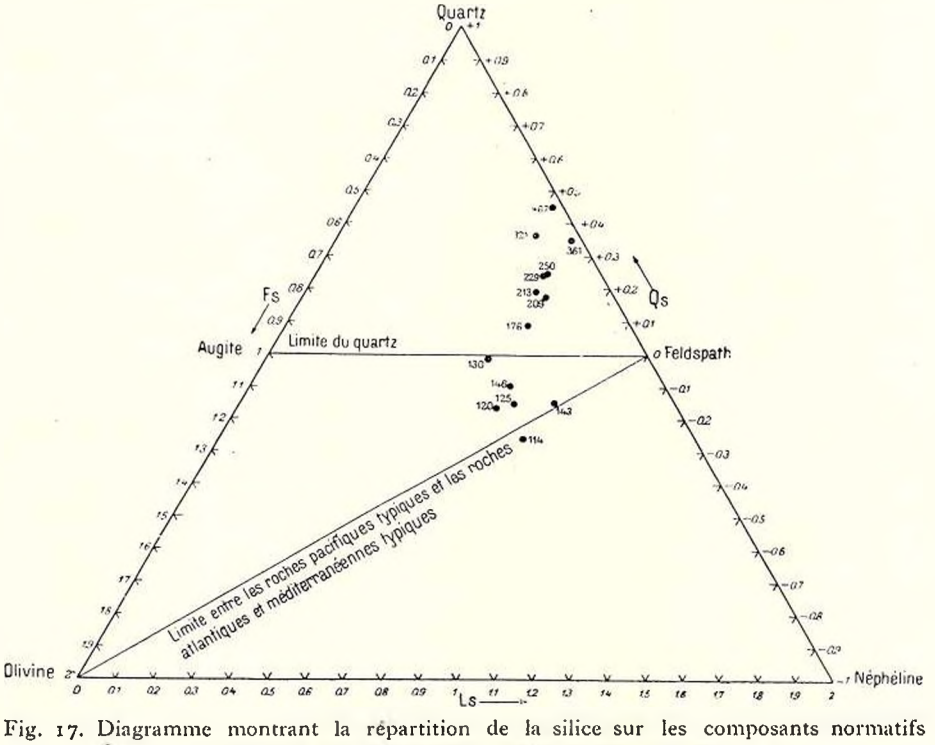


Fig. 17. Diagramme montrant la répartition de la silice sur les composants normatifs leucocrates et mélanocrates (méthode de NIGGLI).

Dans un autre diagramme on peut représenter la variation du contenu normatif en plagioclases et feldspaths alcalins des banatites, en projetant les nombres 2 *alk*, 100—2*al* et 2 (*al*—*alk*) dans un triangle (Fig. 18). Pour les analyses de banatites on obtient une série de points allant de la base vers l'angle à 100% de feldspath alcalin. Les roches plus basiques ont leurs projections dans la partie inférieure, ce qui veut dire qu'elles sont plus riches en éléments noirs et en anorthite, mais plus pauvres en feldspaths alcalins; dans la partie supérieure suivent les roches à feldspaths alcalins plus abondants.

Institutul Geologic al României

Conclusions. Les banatites constituent une famille de roches éruptives consanguines, d'âge crétacé supérieur, dont la masse principale est formée de granodiorites. Les autres roches accusent des caractères de différenciation influencés parfois par l'assimilation; ce sont des types qui peuvent différer beaucoup du type principal.

La province éruptive des banatites présente un caractère pacifique, à faibles tendances méditerranéennes et atlantiques, dans les parties acide et basique de la différenciation magmatique. La masse principale des banatites — les roches du massif — est constituée de roches appartenant au type granodioritique et opdalitique (magmas granitiques de NIGGLI), tandis

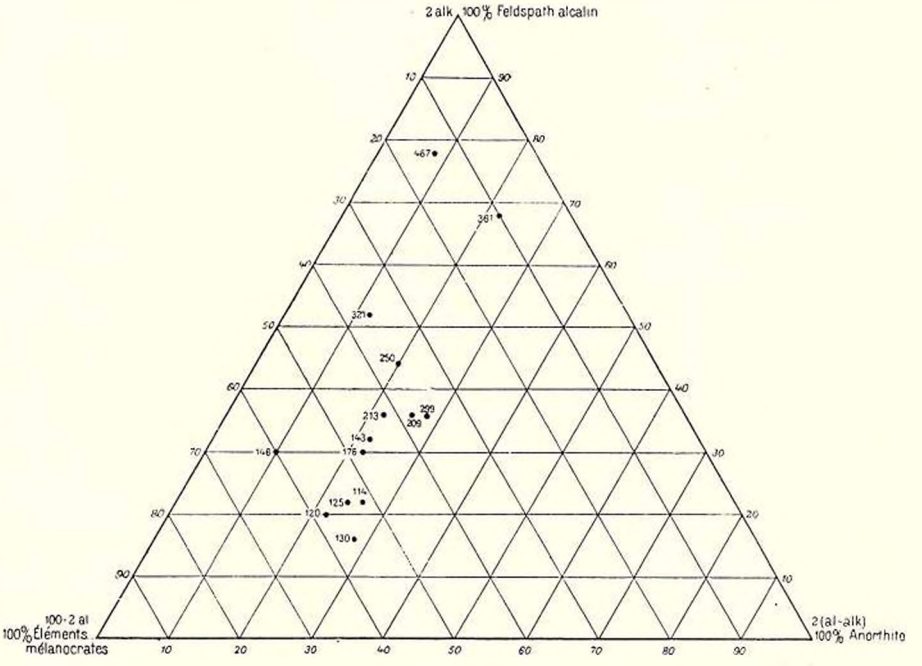


Fig. 18. Diagramme montrant la variation du contenu normatif en plagioclases et en feldspaths alcalins des banatites (méthode de NIGGLI).

que les roches des apophyses comprennent des types normaldioritiques et gabbrodioritiques (magmas dioritiques de NIGGLI). Les roches les plus basiques appartiennent au type gabbroïde. Dans les roches filoniennes sont représentés les mêmes types magmatiques; seule la minette augitique fait partie de la série des roches méditerranéennes (type lamprosommaïtique).

La province magmatique des banatites est apparentée aux provinces magmatiques de Yellowstone Park et Westalpine I (Traversella-Biella-Bergell I), dont la différenciation pacifique accuse une tendance méditerranéenne.

Institutul Geologic al României

La ressemblance avec cette dernière nous intéresse le plus, vu que la province des banatites et la province Westalpine I font partie de la même grande province interne alpine-carpatique, à mise en place posttectonique.

CHAPITRE V

LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Les seules actions métamorphiques de contact de la masse éruptive de la région Ocna de Fer—Dognecea qui soient bien connues jusqu'à présent sont celles qui ont modifié les calcaires mésozoïques. Les riches gisements de minerais et les minéraux aussi nombreux que variés, dont la génèse est en étroit rapport avec les transformations de ces calcaires, ont depuis longtemps déjà éveillé l'intérêt des minéralogistes du monde entier. Par contre, on ne s'est que fort peu intéressé au fondement cristallin, ce qui explique pourquoi les modifications subies par les schistes cristallins au contact des banatites ont passé presque inaperçues.

GR. MARKA, mais surtout FR. v. SCHROECKENSTEIN, ont été les premiers à s'occuper des schistes cristallins transformés au contact des banatites. Selon le premier de ces auteurs les schistes cristallins deviennent tendres et perdent leur quartz; le second admet une silicification de ces roches et la perte de leur faculté de cliver selon la schistosité.

Depuis lors cette question a été complètement perdue de vue. FR. SCHAFARZIK est le seul à avoir observé les « stomolites »[1]) de la vallée de la Moravița (entre Paulus et la station) et celles de la Valea Dognecei, près de sa confluence avec la Valea Simion şi Iuda. D'après lui la stomolitisation a été provoquée par les granodiorites intruses vers la fin du Crétacé supérieur et s'est limitée au voisinage immédiat de leurs amas et filons (65, p. 206).

C'est tout ce qu'on trouve dans la littérature géologique de la région relativement au métamorphisme de contact des schistes cristallins.

L'intrusion des banatites a été accompagnée d'intenses actions de métamorphisme de contact, qui ont transformé tant les roches voisines, que les roches éruptives elles-mêmes.

La question du métamorphisme de contact est l'une des plus compliquées de notre région. La chose est explicable si l'on tient compte d'une part des roches variées qui ont subi l'action de métamorphisme des banatites, d'une autre de tout le cortège de phénomènes et de conditions physico-chimiques étroitement liés à l'intrusion magmatique des banatites.

Comme il nous est impossible d'approfondir une question tellement vaste dans le cadre de la présente étude, nous nous contenterons, pour le moment, de l'exposé succint des résultats obtenus jusqu'à présent, pour que, de cette manière, tous les problèmes géologiques et pétrographiques de la région soient mis en discussion.

Dès le commencement nous établirons une distinction entre le métamorphisme subi par les roches dans lesquelles les banatites ont fait intrusion,

[1]) Terme scientifique par lequel il remplace le mot « cornéenne ».

Institutul Geologic al României

le métamorphisme exogène, et le métamorphisme qu'ont subi les banatites mêmes, à la suite des phénomènes d'assimilation et des phénomènes pneumatolytiques, le métamorphisme endogène.

I. LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT EXOGÈNE

Le massif des banatites est entouré d'une puissante zone de contact qu'on peut suivre des deux côtés du massif, d'Ezeriș à Bocșa-Montană et de Tâlva-Drenii à Dognecea.

La largeur de cette auréole est variable. Elle atteint son maximum de développement aux environs d'Ocna de Fer et de Dognecea, où sa largeur mesure jusqu'à 1,5 km. Plus étroite est la zone de contact entre Ezeriș et Bocșa-Montană et dans la région d'Izvorul Negru. Ces variations dans le développement de l'auréole de contact pourraient avoir été provoquées par les inclinaisons différentes des flancs du massif éruptif: là où la limite du massif est presque verticale, la zone de contact est plus étroite, et là où le massif s'incline sous les schistes cristallins (comme on peut l'observer par exemple dans la vallée de la Moravița, en aval de l'embouchure du Partoș), l'auréole de contact s'élargit. La nature de la roche soumise au métamorphisme de contact joue également un rôle ici. C'est ainsi que les calcaires mésozoïques sont recristallisés jusqu'aux exploitations d'Amelia, à une distance de plus de 2 km du contact du massif éruptif.

Les roches modifiées au contact des banatites sont les schistes cristallins et les calcaires mésozoïques.

A) Transformation des schistes cristallins [1])

Le massif des banatites, qui s'étend dans la direction N—S de Văsiova à Dognecea, traverse tour à tour la zone de Bocșița—Drimoxa, la zone des calcaires mésozoïques, la zone de Buchin, la zone de chevauchement d'entre les deux groupes de schistes cristallins, la zone des roches vertes, étendant de la sorte l'auréole de contact tant dans le complexe des gneiss micacés, que dans le complexe des roches vertes.

1. LES GNEISS MICACÉS MÉTAMORPHISÉS AU CONTACT

La majeure partie des roches constituant l'auréole de contact dans le complexe des gneiss micacés résultent de la transformation des paragneiss, qui, comme nous l'avons vu, sont les gneiss micacés les plus répandus. Il existe en outre des gneiss aplitiques et même des amphibolites métamorphisées au contact.

[1]) Cette question a été discutée pour la première fois dans deux communications antérieures (12, 13).

Institutul Geologic al României

a) Paragneiss métamorphisés au contact

Ces roches modifiées présentent des aspects variés, tout comme les roches dont elles proviennent et dont nous avons fait ressortir la variabilité lors de la description que nous en avons donné (p. 292).

A l'œil nu ils ont un aspect différent de celui des gneiss non métamorphisés au contact. Cet aspect dépend aussi de leur degré de transformation. En général, par le métamorphisme de contact les paragneiss durcissent et perdent leur caractère micacé, ce qui fait que leur schistosité devient imparfaite. Ils sont souvent rubanés par suite de l'alternance de couches mates, à nuances verdâtres ou noires tirant sur le violet, et de couches de quartz. L'épaisseur de ces couches atteint quelques mm. Dans le voisinage du massif éruptif, les roches sont plus fortement métamorphisées et revêtent de plus en plus l'aspect de cornéennes rubanées et compactes, noirâtres, avec des nuances violettes tirant sur le bleu. D'autres fois elles ont un éclat soyeux et une fine structure parallèle, par suite de la richesse des paillettes de biotite (Bocșa-Nouă, Valea Simion și Iuda, Ogașul Bălean).

A la limite du massif éruptif, on peut observer parfois une vraie zone d'injection dans laquelle les roches de contact sont traversées par tout un réseau de petits filons de banatites. Ce phénomène est bien visible dans la Valea Izvorului Negru, sur une distance de 150 m, le long de la route.

On rencontre parfois, dans le massif de banatites, des enclaves de gneiss intensément métamorphisés et imprégnés lit-par-lit par de petits filons éruptifs. Quelques-unes de ces enclaves sont en voie de résorption, et c'est leur structure parallèle seule qui les met encore en évidence. Nous avons trouvé de pareilles enclaves dans la carrière de la Valea Groza Mare et dans celle de l'Ogașul Țiganului. Une enclave plus importante est celle formée par les roches du vallon qui relie l'Ogașul Buzărin à l'origine de l'Og. Vintilii.

Ce n'est qu'à l'aide du microscope que nous pouvons nous rendre compte de l'extrême variété que nous offrent ces roches de contact.

a) Gneiss à pinite

La majeure partie des paragneiss métamorphisés au contact sont des gneiss à pinite formés de lits de quartz, de lits d'agrégats de pinite (micas blancs et verts) et de lentilles de plagioclase, à côté desquelles on rencontre souvent des grains de cordiérite et d'andalousite. Les couches à pinite ont donc pris ici la place des couches micacées des paragneiss. Les biotites, respectivement les chlorites, ne font jamais défaut. On y trouve, en outre, sporadiquement, du zircon, de l'apatite, de la titanite, des grenats, de la magnétite, de la pyrite et parfois un grain de corindon. A noter également

Institutul Geologic al României

la présence de l'orthose dans les interstices de quelques-unes de ces roches. Comme on le sait, elle fait totalement défaut dans les paragneiss.

La structure des roches est granoblastique-lépidoblastique, et la texture est schisteuse, tantôt lenticulaire, tantôt rubanée. Les aspects de la structure rappellent souvent ceux des paragneiss non transformés.

Tel serait la première étape du métamorphisme de contact chez les paragneiss.

β) Cornéennes à cordiérite et cornéennes à andalousite

Dans les roches plus fortement métamorphisées, dans le voisinage du massif des banatites, les cordiérites et les andalousites ont remplacé les pinites, de sorte que nous avons affaire à des cornéennes cordiéritiques et à des cornéennes andalousitiques, compactes ou rubanées, d'une diversité surprenante. Nous n'en citerons que quelques types plus caractéristiques:

1. La cordiéritite de l'Ogașul Dealovăț, du contact immédiat des banatites, est une roche compacte de couleur noire tirant sur le bleu, à éclat gras, recouverte d'une croûte brune d'hydroxydes de fer et formée presque exclusivement de cordiérite, à côté de laquelle on rencontre encore beaucoup de grains de minerais et très peu de pinite, de zircon et de pléonaste.

Les cornéennes à cordiérite de l'enclave de l'Ogașul Buzărin sont apparentées à ces roches. On trouve ici, outre la cordiérite, aussi de l'andésine, de la biotite, du quartz et de petits nids dans lesquels on trouve, en plus, de la sillimanite, du corindon, de l'andalousite, de la magnétite, du zircon, de la séricite et de l'apatite.

2. Les andalousitites à cordiérite et biotite de la vallée de la Moravița (les roches situées au coude droit de la vallée d'entre l'embouchure de la Ferendia et celle du Partoș) et de la Valea Izvorului Negru sont des roches compactes, noires tirant sur le violet, constituées d'andalousite, de cordiérite, de biotite et d'un peu d'albite, de quartz, de minerai, de séricite, d'apatite et de tourmaline.

Des roches semblables, un peu plus schisteuses, renferment aussi beaucoup de pinite, tel par exemple dans le vallon de Zăcători du Dealul Dănilii, sur la chaussée menant à Sf. Arhangheli.

3. Les gneiss de contact des environs de la Valea Dognecei sont des gneiss à cordiérite formés de cordiérite, de quartz, de plagioclases et d'orthose, en parties à peu près égales. La teneur de la biotite seule varie, mais elle ne fait jamais défaut, tout comme la magnétite. On trouve parfois quelque grain d'andalousite, de pléonaste, de zircon et de pinite.

Institutul Geologic al României

γ) Enclaves de gneiss

Dans le massif de banatites on trouve des enclaves de gneiss constituées d'une alternance de lits et de lentilles de cornéennes et d'injections banatitiques. La cornéenne est composée de tout petits grains de labrador, de minces paillettes de biotite, de petites agglomérations de grains fins de magnétite associée parfois au pléonaste (spinelle vert foncé), de minces lamelles de muscovite, de grains d'épidote, de titanite et de zircon. Le quartz et l'orthose manquent dans ces portions de cornéenne. Les injections banatitiques sont formées de grandes plages d'orthose, d'andésine, de quartz, de biotite et de minéraux accessoires. Elles représentent des infiltrations de solutions banatitiques le long de la schistosité. Dans une enclave de la carrière de Groza Mare, les portions de cornéenne ont presque complètement disparu, et seules les bandes de biotite contenant des minerais et de la séricite indiquent l'endroit où ces portions se trouvaient, le tout ayant été remplacé par du matériel banatitique disposé parallèlement. A noter l'absence de l'amphibole dans les lits banatitiques et le beau développement de leurs minéraux.

δ) Quartzites métamorphisés au contact

Nous devons une mention spéciale aux quartzites ayant l'aspect de grès cimenté, que l'on trouve dans la petite carrière située sur le flanc droit du vallon dit Ogașul Dealovăț, à environ 100 m de la limite du massif éruptif. Nous avons rencontré une pareille roche aussi dans les enclaves de l'Ogașul Buzărin.

La roche est formée d'environ 90% de quartz isométrique, à formes arrondies, ovales, carrées et hexagonales, d'un diamètre variant de 1,3 à 0,1 mm et pouvant se fondre en plages collectives de même orientation optique, dans lesquelles il est encore possible de distinguer de petits grains isolés par les inclusions de ciment dont toute trace n'a pas encore disparu. Les petits grains de quartz sont séparés entre eux par un ciment trouble d'orthose microperthitique, dans lequel s'individualisent par endroits de petits oligoclases à 20% d'An, de minces lamelles de biotite et des grains d'apatite, de titanite, de magnétite, de pyrite et d'épidote. Certaines cornéennes contiennent aussi des grains de quartz isométriques et de l'orthose, établissant de la sorte la liaison entre ces roches tellement différentes.

P. Rozlozsnik (62, p. 273) considérait ces quartzites curieux comme des aplites alaskitiques. Elles ne ressemblent cependant à aucune des nombreuses aplites banatitiques étudiées. Nous croyons qu'il s'agit d'un paraquartzite recristallisé et imprégné d'orthose et de biotite au contact du filon granodioritique qui se ramifie dans cette roche, phénomène

Institutul Geologic al României

analogue à celui décrit à propos des enclaves de gneiss. Alors que dans les enclaves la solution injectée avait une composition granodioritique, dans les quartzites elle est orthoclasique (aplitique).

b) Gneiss aplitiques et gneiss injectés métamorphisés au contact

On rencontre dans la rive gauche de la Moravița, le long de la voie minière reliant Paulus à Reichenstein, dans les galeries de Reichenstein et dans la bande de gneiss située entre les collines Dealul Cășilor et Dealul Dănilii, une série de gneiss à aspect mégascopique rappelant les gneiss aplitiques ou les gneiss injectés.

Ces gneiss se trouvent dans le prolongement de la bande de gneiss aplitiques et de gneiss injectés longeant le flanc W de la zone de calcaires. Dans le voisinage du massif éruptif ils ont été métamorphisés au contact, ce qui fait que parfois seuls les aspects mégascopiques et les aspects microscopiques ont été un peu modifiés, alors que d'autres fois les gneiss ont été complètement transformés en skarn.

Nous pouvons donc distinguer deux stades dans le métamorphisme de contact de ces roches:

α) Dans un premier stade, les gneiss ont recristallisé et ont perdu la muscovite, mais ont été biotitisés en échange.

Microscopiquement ils sont caractérisés par des lits et des lentilles de quartz alternant avec des lits et des nids de petits grains d'oligoclase-andésine; on rencontre dans les interstices et dans les nids, et formant souvent des lentilles, presque toujours l'orthose, dans des quantités excessivement variables. On remarque des rangées de petites lamelles de biotite, associées à des grains de magnétite, souvent agroupés ou revêtant même l'aspect d'une éponge. D'autres fois les roches sont finement imprégnées de paillettes de biotite. Cet aspect microscopique rappelle beaucoup celui des gneiss injectés. On constate ici une ressemblance très marquée avec les gneiss de Bocșa-Nouă, qui eux aussi sont métamorphisés au contact, ainsi que nous l'avons vu lors de la description que nous en avons faite page 301.

β) Dans des stades plus avancés de métamorphisme de contact, les gneiss ont été peu à peu transformés en skarn du fait de leur imprégnation avec des épidotes, des diopsides, des grenats et des amphiboles, qui se trouvent dans la roche sous forme de grains isolés, de nids et de petites veines. Peu à peu toute la roche est métasomatisée, donnant naissance à des épidotites, des diopsidites, des grenatites et même à du skarn amphibolique. Tous les stades de skarnisation des gneiss sont observables aussi bien sur le terrain que sous le microscope. On peut voir, en effet, du skarn

Institutul Geologic al României

à texture parallèle duquel les lentilles d'orthose n'ont pas encore disparu.

Ces phénomènes de skarnisation des gneiss ne se sont développés que dans le voisinage de la zone de calcaires et du massif éruptif, c'est-à-dire dans la région des gisements de minerais allant de Paulus à Cauna Nouă dans la Valea Lacului Mic. La skarnisation des gneiss peut être facilement observée dans les endroits suivants: à Paulus, derrière les ateliers; dans la rive gauche de la Moravița en bordure de l'apophyse Terezia; dans les exploitations Terezia, dans la paroi SE; dans les exploitations à ciel ouvert et dans les galeries du Dealul Dănilii; à Cauna Nouă.

De ce qui précède nous pouvons conclure qu'une partie du skarn de la région des gisements de minerais liés aux calcaires provient de la métasomatisation des schistes cristallins. Reste à voir si c'est seulement le matériel « ortho » des schistes cristallins qui a été soumis à la skarnisation, ou si le matériel « para » n'a pas, lui aussi, subi la même transformation.

c) Autres roches du complexe gneissique métamorphisées par les banatites

Nous mentionnerons seulement:

α) Les bancs de roches blanchâtres à aspect quartzeux [1]) de l'Ogașul Dealovăț, à environ 50 à 100 m du filon banatitique, dans le voisinage du massif. Il s'agit probablement là d'aplites gneissiques recristallisées.

β) Dans l'Ogașul Bălean et l'Ogașul Rău, au contact du massif éruptif, se trouvent des roches formées d'orthose et de microcline microperthitiques, de plagioclase antiperthitique, de quartz, de biotites et de minéraux accessoires. Les roches ont un aspect quartzeux ou aplitique. L'examen microscopique n'est pas non plus en mesure de nous fixer à ce sujet. Il s'agit probablement de paragneiss quartzeux, imprégnés d'orthose, dans le genre des quartzites métamorphisés au contact, décrits ci-dessus.

γ) Il y a dans l'Ogașul Bălean des amphibolites qui semblent avoir été recristallisées au contact des banatites.

L'amphibolite éclogitique de Bocșa-Nouă, décrite page 304, a été elle aussi, fort probablement, soumise aux mêmes processus.

Les études futures qui seront faites à cet égard ne manqueront pas de tirer au clair ces questions et de compléter les données manquantes.

d) Gneiss hydrothermalisés

Pour être complet, nous devons enfin mentionner aussi le métamorphisme hydrothermal des gneiss micacés et de quelques roches vertes dont nous

[1]) FR. SCHAFARZIK, qui avait déjà cité ces roches, les qualifie de « schneeweisse Quartzitbänke ». A son avis, elles auraient été formées par injection (65, p. 205).

Institutul Geologic al României

nous sommes déjà occupés lors de la description que nous en avons faite au chapitre des banatites (schistes cristallins hydrothermalisés, p. 389).

2. LES ROCHES VERTES MÉTAMORPHISÉES AU CONTACT

A la naissance de la Ferendia et vers le S, dans la région de la Valea Dognecei, le complexe des roches vertes entre dans la sphère d'influence du massif des banatites. L'auréole de contact de celui-ci, fortement développée dans ces parties, ayant de 1 à 1,5 km de largeur, est formée de cornéennes compactes et de cornéennes rubanées d'un vert foncé, grises, noirâtres et violacées. Les roches sont dures et se brisent en éclats tranchants.

Ici aussi on peut poursuivre, sous le microscope, les diverses étapes du métamorphisme de contact:

a) Dans la région du cours supérieur de la Ferendia, les roches vertes ont été transformées moins intensément. Nous pouvons aisément discerner, d'après leur structure, les roches vertes tufogènes, sédimentogènes et porphyrogènes. Comme minéraux de néoformation on remarque une hornblende actinolitique parfois vert-bleue, par endroits la trémolite et presque toujours la pyrite. Ces minéraux imprègnent les roches le long de la schistosité.

Si le microscope nous permet encore de discerner les roches d'origine, mégascopiquement la roche est devenue une vraie cornéenne rubanée.

b) Vers le S les roches sont plus fortement métamorphisées. Les plagioclases deviennent plus basiques (andésine, labrador), les hornblendes deviennent plus riches. On discerne dans certaines cornéennes la présence du diopside, alors que d'autres roches abondent en titanite. Les cornéennes contiennent de petits grains de magnétite et de pyrite.

Les roches ont recristallisé, parfois en conservant l'ancienne structure parallèle qui se reflète dans les cornéennes, et d'autres fois une nouvelle structure de cornéenne efface toute trace de l'ancienne structure.

Les minéraux caractéristiques de ces cornéennes sont donc les hornblendes vertes, les actinolites, les trémolites et les diopsides, et, pour les roches les plus métamorphisées, aussi les plagioclases basiques. Les cornéennes amphiboliques sont vert foncé et les bandes à diopsides sont vert clair.

3. TRANSFORMATION DES ROCHES DE LA ZONE DE CHEVAUCHEMENT

On rencontre dans la zone de chevauchement des gneiss micacés sur les roches vertes, une série de roches de contact différentes de celles ci-dessus. Nous ne les mentionnerons que succintement.

Institutul Geologic al României

a) Les roches vert-noires, imprégnées de pyrrhotine d'au-dessus des lentilles de calcaire, dans le flanc droit de l'Ogașul Harca. Le microscope nous permet de discerner des agglomérations de hornblende vert-bleue, dispersées dans une pâte formée de fragments d'albite et d'un minéral à biréfringence faible, à 2 V petit et $n < B$ (feldspaths sodicopotassiques ?), avec une pâte feutrée inextricable, à peine biréfringente, dans laquelle on trouve de la titanite, de la pyrrhotine, de la magnétite, du zircon, de la chlorite, de l'épidote. La roche est des plus curieuses. D'après son aspect microscopique il est possible que nous ayons affaire aux conglomérats noirs dans le voisinage de la Valea Ferendiei (cote 297), métamorphisés au contact d'une masse éruptive cachée.

b) Les cornéennes brun-violettes et d'aspect microbréchoïde de l'Ogașul Opârnecea et de la naissance de la Ferendia (près du filon de porphyre dioritique). Elles alternent avec les cornéennes des roches vertes. Le microscope nous décèle des paragneiss broyés, imprégnés de paillettes de biotite. D'autres paragneiss écrasés sont imprégnés d'amphiboles et sont de couleur vert foncé, au point que sans le microscope il n'est guère possible de les distinguer des cornéennes des roches vertes.

Dans la région de la Valea Dognecei, la zone de chevauchement est compliquée par des dislocations parallèles (écailles), à preuve les intercalations de cornéennes des roches vertes trouvées parmi les gneiss cordiéritiques de la Valea Simion și Iuda et l'alternance de roches vertes et de paragneiss broyés, métamorphisés, de l'Ogașul Opârnecea.

B) Transformation des roches de la zone des calcaires mésozoïques [1])

Les phénomènes de contact qui ont toujours plus particulièrement attiré l'attention des investigateurs, sont ceux qui se sont manifesté dans la zone des calcaires par la formation de minéraux de contact et de gisements de minerais. Nous avons donc affaire au métamorphisme classique de contact pneumatolytique du type Banat, tellement connu.

Les roches qui entrent dans la constitution de la zone des calcaires mésozoïques sont, comme nous l'avons vu, les suivantes: des conglomérats, des grès calcaires, des calcaires gréseux, des calcaires conglomératiques, ainsi que divers calcaires compacts, parfois récifaux, plus ou moins purs.

Dans l'étendue de l'auréole de contact banatitique, ces roches ont été métamorphisées. De Paulus à Cauna Nouă, la zone des calcaires mésozoïques

[1]) Nous tenons à dire encore une fois qu'il n'est nullement dans nos intentions d'approfondir cette question délicate. Pour certains détails relatifs à la composition du skarn, à la forme et à la disposition des gisements de minerais du Dealul Dănilii, consulter la communication préliminaire (12) et les travaux de nos prédécesseurs.

Institutul Geologic al României

est formée de masses lenticulaires et de blocs de calcaires cristallins (marbres) blancs et jaunâtres [1]), au grain tantôt fin, tantôt grand, entouré d'une formation de contact. Les masses de calcaire cristallin représentent les calcaires compacts tithonique-néocomiens recristallisés sous l'action des banatites. Les autres roches de la zone des calcaires devraient être également représentées dans les divers produits de contact, mais elles ont subi de telles transformations qu'elles sont devenues méconnaissables.

La formation de contact est composée de cornéennes très complexes. Les plus répandues sont les s k a r n s, formés de divers silicates de Ca, de Mg, etc., tels par exemple les grenats, les pyroxènes, les épidotes et les amphiboles. En ce qui concerne la formation des grenats dans le skarn, il est possible qu'elle ait eu lieu ultérieurement, aux dépens du diopside, comme E. Bergeat l'a déjà démontré (4).

Outre les skarns, on trouve encore des roches de contact formées de trémolite, de minéraux serpentineux, de talc, de mica vert et des minéraux du skarn énumérés plus haut, ainsi que toute une série de calcaires impurs, avec divers minéraux de contact.

On a peine à imaginer la variété et la complexité de ces associations de minéraux, d'autant plus qu'il faut y ajouter diverses pseudomorphoses qui remplacent certains minéraux, sans toutefois effacer la structure de la roche. On a trouvé dans les géodes de cette formation de contact de beaux c r i s t a u x, qui font l'ornement de maints musées étrangers et de collections particulières et ont été décrits par divers minéralogues et pétrographes. Nous n'en citerons que les grenats, les diopsides, un mica vert, la magnétite, l'hématite, la pyrite, la ludwigite, la veszelyite, l'anglésite, la calcite, la brochantite, etc.

Dans la formation de contact se sont accumulés des g i s e m e n t s d e m i n e r a i s constitués de magnétite, d'hématite, de pyrite, de chalcopyrite, de galène, de blende, etc. (Pl. VII, Fig. 1 et 2).

II. LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT ENDOGÈNE

Les solutions pneumatolytiques du magma banatitique ont métamorphisé même certaines banatites, produisant les é p i d o t i t e s aux alentours des divers corps éruptifs ayant fait intrusion dans la zone des calcaires. Quand une roche éruptive a fait intrusion dans le calcaire même, il est évident que la réaction a été directe et beaucoup plus intense, puisqu'elle a transformé non seulement les calcaires, mais aussi la roche éruptive, parfois dans toute sa masse. On peut très bien étudier ces phénomènes dans les mines Terezia à Ocna de Fer.

[1]) On rencontre parfois aussi d'autres colorations.

Institutul Geologic al României

En voici quelques exemples:

1. Le porphyre granodioritique du filon central de Terezia Mare contient des phénocristaux d'andésine zonée, de biotite et de hornblende, dans une pâte granophyrique de quartz (quartz globulaire), d'orthose et de plagioclase. Les biotites et les hornblendes phénocristaux sont le plus souvent complètement pseudomorphisés par des paillettes biotitiques.

Au bord du filon, la biotite et le quartz font ordinairement défaut; le feldspath est une albite et la hornblende constitue le seul élément noir. Entre le centre et le bord du filon, on peut observer au microscope toutes les transitions. Le bord du filon se trouve en voie d'épidotisation, l'épidote envahissant peu à peu la pâte et les feldspaths phénocristaux, de telle sorte que le porphyre fait place à une enveloppe d'épidotites dans lesquels on rencontre très souvent les hornblendes de la roche éruptive, comme reliquats.

L'épidotisation du filon éruptif peut être tellement intense qu'à la place de celui-ci nous pouvons trouver un filon d'épidotite dans lequel on rencontre quelques rares portions à structure éruptive, incomplètement transformées, comme c'est le cas de la bande d'épidotite passant de Terezia Mică à Terezia Mare, en travers des calcaires.

L'épidotisation est un phénomène général chez les roches éruptives qui pénètrent dans la zone des calcaires. Elle a été décrite pour la première fois dans notre région par E. BERGEAT (4).

2. On peut observer dans le filon de porphyre granodioritique de Terezia Mică, (analyse No. 7) outre le phénomène d'épidotisation, aussi un phénomène de diopsidisation, qui semble être plus fréquent. Aux bords du filon et dans ses petites digitations qui traversent le skarn, principalement sur la première terrasse d'abatage au-dessus du filon, la roche éruptive manque de quartz et de biotite; la hornblende est remplacée par le diopside qui a envahi aussi la pâte, et quant au feldspath, c'est une albite remplie ou non d'épidote.

Dans une étape plus avancée, le plagioclase recristallise et devient peu à peu plus basique, labradoritique et même bytownite-anorthitique. Le diopside, l'épidote et finalement le grenat envahissent peu à peu la roche, de sorte que dans l'étape finale nous n'avons plus que des phénocristaux de diopside (les anciennes hornblendes) et des phénocristaux d'agrégats d'épidote + de diopside + de grenat (les anciens plagioclases) dans une pâte diopsido-épidoto-grenatique. Ces cornéennes endogènes compactes et à structure éruptive ont une couleur vert-pomme.

On observe aussi sporadiquement et de manière localisée une scapolitisation du plagioclase.

Institutul Geologic al României

Des phénomènes analogues ont été observés par A. BERGEAT (3) à Conception del Oro, au Mexique (roche filonienne de Piedra Cargada).

Nous avons observé des faits analogues dans les malchites et les granodiorites et dans les granogabbros et les gabbros de l'apophyse Terezia. Il est probable que la roche à diopsides et épidotes de l'apophyse Ferendia a été produite sous l'influence des mêmes phénomènes de contact endogènes.

Les choses peuvent être compliquées selon les circonstances locales, surtout dans les petites digitations éruptives qui font leur apparition sur diverses parties du skarn. (Voir les roches contaminées décrites au chapitre des banatites).

III. RÉCAPITULATION

Par le métamorphisme de contact banatitique a pris naissance une auréole de contact formée des cornéennes complexes décrites plus haut, dont la genèse ne saurait être expliquée uniquement par le fait de la simple recristallisation des roches préexistantes. Outre le matériel primordial des schistes cristallins et des roches de la zone calcaire, l'apport pneumatolytique du magma banatitique a joué un rôle décisif dans la formation des cornéennes. Il y a eu certainement une succession de solutions magmatiques qui ont réagi d'abord avec le matériel primitif et ensuite, fort probablement, avec les premiers produits de contact, donnant naissance à toute la gamme de roches, minéraux et minerais de l'auréole de contact banatitique. Les phénomènes métasomatiques ont joué un rôle capital dans ces processus.

D'une part on pourrait être tenté de croire qu'à la suite des réactions des solutions magmatiques sur les masses calcaires, les solutions se sont chargées de Ca et qu'elles ont continué à circuler en métasomatisant les calcaires et les autres roches, voire même les gneiss voisins, de sorte qu'une grande partie du skarn s'est formée de gneiss qui ne pourraient pas donner naissance au skarn par simple recristallisation, alors que d'autre part on a l'impression qu'il existe au moins deux processus métasomatiques capitaux, à savoir le métasomatisme magnésien et le métasomatisme du fer. Il semble que les premiers skarns aient été des diopsidites et qu'ensuite se soient formés les skarns grenatiques et finalement les minerais.

Les cordiéritites sont également redevables de leur existence à un métasomatisme magnésien.

Vient ensuite tout le reste du cortège de phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux, avec la formation des minéraux plus rares, scapolite, ludwigite, etc., avec l'imprégnation des roches situées dans le voisinage du massif par des solutions banatitiques

Institutul Geologic al României

(enclaves de gneiss, quartzites métamorphisés au contact), avec la formation des quartz hydrothermaux, etc.

Les études futures et les analyses chimiques montreront si l'on pourra établir la part revenant aux apports magmatiques et celle revenant aux roches préexistantes. Nous essaierons alors de déchiffrer aussi la succession des phénomènes.

CHAPITRE VI

LE NÉOZOÏQUE

Pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène notre région a été émergée, comme d'ailleurs tout le massif cristallin du Banat. Au Néogène, la mer s'étendait de nouveau jusqu'aux bords de ce massif et dans ses dépressions intérieures (64 a).

Dans la région étudiée par nous les dépôts récents appartiennent au Pliocène et au Quaternaire. Le Miocène est représenté plus loin, à Oravița, Valeapai, Delinești, etc.

a) Le Pliocène

On trouve des dépôts pliocéniques à Ezeriș, à Bocșa Montană et Văsiova et en divers endroits à l'intérieur de la région.

A Ezeriș ces dépôts sont formés de sables jaunes et d'argiles sablonneuses en couches horizontales. Ils font partie du golfe pliocène de Târnova—Câlnic—Brebul. D'après Gy. Halaváts (28 a) ces dépôts appartiennent au Pontien.

A Bocșa Română et Văsiova, entre la Bocșița, la Moravița et la Bârzava les schistes cristallins et le massif éruptif sont cachés par des dépôts récents formés d'une alternance de sables plus ou moins argileux à intercalations de couches et de lentilles de graviers plus grossiers vers la partie supérieure des dépôts. Les grands blocs de gneiss glandulaire de Bocșa Nouă y abondent. En divers points, consignés sur la carte géologique, on a trouvé des galets isolés de minerais de fer parfaitement roulés. D'après Gy. Halaváts (29, 30) la partie inférieure de ces dépôts, dans les vallées, appartiendrait au Pontien et la partie supérieure, sur les collines, serait formée de « Bohnerz » quaternaire. Nous n'avons trouvé que les dépôts de sables et de graviers décrits ci-dessus et que nous considérons comme pontiens.

Sur les calcaires d'entre la Ferendia, la Drimoxa et le Buchin, se trouve un dépôt d'argiles et de sables micacés, jaunes et gris, à intercalations torrentielles de graviers et de grands blocs répandus çà et là à divers niveaux. On trouve là des galets et des blocs de schistes cristallins, de

Institutul Geologic al României

conglomérats du Dogger, de quartz, de banatites, de skarn, de magnétite et de hématite, parfaitement roulés. Les blocs de minerais se sont accumulés dans la partie inférieure du dépôt et ont été intensément exploités (mine à ciel ouvert Amélia). Au fond du dépôt font saillie les pointements de calcaires arrondis, dans la paroi desquels on remarque des traces de coraux (Pl. V, Fig. 1—4).

Les dépôts d'Amélia, considérés par Gy. Halaváts d'âge pontien supérieur (30, p. 27, en bas), ne sont que les restes de dépôts plus étendus dont les traces se retrouvent sur la colline dite Dealul Stroșului (entre la Moravița et la Ferendia), sur la colline dite Culmea Terezia à Dognecea, sur la crête qui sépare les eaux des vallées de la Dognecea et du Lupac, et en divers endroits dans la partie NE de la région (voir carte géologique). On a trouvé partout des blocs roulés de minerais de fer.

Sur la Culmea Terezia, Gy. Halaváts figure dans sa carte (29) un prolongement de schistes cristallins. Mais ceux-ci n'existent là qu'à l'état de blocs faisant partie du dépôt mentionné, dans lequel abondent les blocs roulés de minerai de fer.

Tous ces dépôts torrentielles se sont formés dans une période d'érosion active. La direction des courants était de Dealul Dănilii vers les dépressions environnantes d'Ezeriș, de Bocșa Română, de Lupac. Une grande quantité de minerais de fer situés à des niveaux supérieurs, aujourd'hui érodés, a été charriée et accumulée par-ci par-là, formant des dépôts exploitables (Amelia).

b) Le Quaternaire

Le long de la Bârzava, de la Bocșița et de la Moravița on trouve toute une série de t e r r a s s e s fluviatiles plus ou moins dégradées, dont le mieux conservée est celle de « Zăcătoarea Vacii », à Bocșa Izvor. Il est très probable qu'il existe deux terrasses, mais il est difficile de les distinguer. Leur altitude est comprise entre 180—220 m.

A Mâniom, entre la Valea Satului et la Valea Mâniomului, des terrasses anciennes — dont le matériel provient de la zone de Buchin, de la zone médiane des roches vertes et de la zone mylonitique — nous démontrent que la Valea Satului se versait autrefois dans la Valea Mâniomului. D'ailleurs, le relief mûr de la région du coude de la Valea Satului contraste violemment avec le traversé à cascades dans la zone épidioritique.

Toutes les vallées d'une certaine importance de la région présentent des dépôts alluvionnaires récents jusque dans leurs cours supérieures. Citons, pour être complet, les cônes de déjection des vallons, les éboulis, les tufs calcaires (Valea Măgurii, Ogașul Buchin) et le lac de barrage formée par le glissement des terils d'Amelia.

Finalement signalons les terils des anciens exploitations minières, qui occupent de grandes surfaces dans la zone des calcaires.

Institutul Geologic al României

III-ÈME PARTIE

CONCLUSIONS

APERÇU SUR LA GÉOLOGIE ET LA PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION OCNA DE FER—BOCŞA MONTANĂ

La région dont l'étude forme l'objet du présent ouvrage est constituée d'un soubassement de schistes cristallins, d'un synclinal de calcaires mésozoïques reposant sur des conglomérats, d'un massif de banatites avec une suite d'apophyses, de filons et de produits hydrothermaux, entouré d'une auréole de contact, contenant des gisements de minerais, là où la zone de contact traverse le synclinal de calcaires. Des sédiments pliocènes recouvrent certaines parties de la région, et l'on rencontre des terrasses et des alluvions le long des vallées principales.

I. Le soubassement de schistes cristallins forme la partie septentrionale du pays cristallin entre Oravița et Bocșa Montană; il est formé de deux groupes de schistes cristallins: celui des gneiss micacés, à l'ouest, et celui des roches vertes, à l'est.

Le groupe des gneiss micacés est constitué en majeure partie d'un complexe de roches d'origine sédimentaire argilo-gréseuse, métamorphisées sous forme de paragneiss, à savoir: des gneiss feldspathiques, divers schistes micacés, des quartzites gneissiques, des quartzites, des lentilles de quartz et sporadiquement des paramphibolites à nodules de plagioclase. Deux bandes d'une certaine importance et quelques petites lentilles d'aplites et de pegmatites gneissiques, des gneiss d'injection et une série de petites lentilles de diverses orthamphibolites jouent un rôle secondaire dans ce complexe sédimentogène. Dans la Valea Ferendiei et la Valea Moraviței, à l'ouest du synclinal de calcaires, on rencontre des gneiss granitiques violacés et des granites à plagioclases avec des cornéennes de contact, lesquels constituent des apparitions étrangères au groupe des gneiss micacés.

Le groupe des roches vertes comprend des roches variées, certaines d'origine détritique, d'autres d'origine éruptive. Ces dernières forment

Institutul Geologic al României

la majeure partie du groupe et sont représentées par des roches porphyrogènes, des épigranites, des épidiorites, des épigabbros, diverses roches tufogènes et diverses roches épidotisées et chloritisées, difficilement identifiables. Nous avons affaire à toute une différenciation magmatique dont fait partie une série de roches éruptives allant des plus acides aux plus basiques, ainsi qu'il ressort des quatre analyses de roches vertes éruptives. Les roches vertes sédimentogènes jouent un rôle secondaire sous la forme de phyllites et de quartzites.

II. Le synclinal de calcaires mésozoïques pincé dans le groupe des gneiss micacés et ayant la direction générale NE-SW, d'Ezeriș à Cauna Nouă (Dognecea), est formé à sa base de conglomérats à blocs de quartz et de schistes cristallins, surmontés de grès calcaires, de calcaires gréseux et conglomératiques renfermant des Bélemnites et des Pectinidés indéterminables; la partie supérieure du synclinal est comblée de calcaires compacts, parfois coralligènes (Coraux, Nérinées, etc.). Les calcaires compacts sont d'âge tithonique-néocomien, les calcaires gréseux peuvent appartenir au Dogger, comme d'ailleurs les conglomérats.

III. La tectonique de ce soubassement cristallino-mésozoïque a été achevée dans le Crétacé moyen pendant la première phase de l'orogénèse alpine, par conséquent en même temps qu'ont eu lieu les mouvements sur l'ensemble du front alpino-carpatique. Nous avons tiré cette conclusion en nous appuyant sur des analogies, car il n'existe pas de preuves directes à ce sujet dans notre région. Les mouvements orogéniques ont eu lieu après la formation des calcaires tithoniques-néocomiens, qui sont disloqués, et avant l'intrusion des banatites, dont l'âge crétacé supérieur a été déterminé dans d'autres régions. La direction générale des plis et des zones de ce soubassement est comprise entre le NNE et l'ENE; dans la partie située au N de la Valea Bârzavei elle est plus rapprochée de l'ENE, et au sud de cette vallée elle devient NNE, ce qui met en évidence un recourbement du soubassement: nous sommes dans la zone de courbure des plis du Banat.

Le soubassement cristallin de notre région est chevauché vers l'E, sur le Carbonifère supérieur de la zone sédimentaire paléo-mésozoïque occidentale du Banat. Ce soubassement est formé de deux unités tectoniques importantes, qui correspondent au groupe des gneiss micacés et à celui des roches vertes, le premier groupe chevauchant le second.

Dans l'unité des gneiss micacés, nous avons distingué deux zones tectoniques séparées par le synclinal de calcaires mésozoïques:

La zone de Bocșița—Drimoxa, à l'W, composée de paragneiss à schistosité plane, plus riches en biotite et contenant souvent des tourmalines. Dans la majorité des cas les schistes inclinent vers le SE, sauf dans les environs du massif de banatites, où le pendage est généralement périclinal.

Institutul Geologic al României

La zone de Buchin, à l'E, dans laquelle prédominent des paragneiss plissotés, ordinairement chlorito-muscovitiques. La zone présente une structure en plis-écailles déversés vers l'E. Les schistes des deux zones plongent en général sous les calcaires, de sorte que l'unité des gneiss micacés revêt l'aspect d'un synclinal dont le flanc SE est imbriqué.

L'unité des roches vertes occupe la partie E du soubassement de notre région, dans laquelle nous avons déterminé une zone occidentale, dénommée zone des épigabbros, séparée du reste de l'unité par une ligne de dislocation. La zone va en s'effilant vers le SW dans les environs de Poiana Colțan. Dans cette zone, les épigabbros forment des masses lenticulaires qui proviennent d'un massif gabbroïde et sont coincées entre des roches tufogènes et des roches porphyrogènes.

Le reste de l'unité des roches vertes comprend une bande occidentale de roches porphyrogènes et de roches tufogènes et une bande orientale dans laquelle alternent des roches tufogènes avec des épigranites et des épidiorites: c'est la zone des roches porphyrogènes et des roches tufogènes et la zone des épigranites et des épidiorites.

Les roches de cette unité se trouvent dans des stades différents de laminage, alors que l'unité est probablement formée d'écailles. Le laminage des roches est progressif et plus intense vers l'E.

Les roches ayant une apparence d'agglomérats sur la limite E de l'unité pourraient représenter une brèche tectonique.

Les unités et les zones ci-dessus sont séparées entre elles par d'importantes zones de dislocation.

La zone des calcaires sépare la zone de Bocșița—Drimoxa de celle de Buchin. Le synclinal de calcaires est fracturé et disloqué. A certains endroits il est même interrompu (Valea Măgurii) ou mis en lentilles et blocs irréguliers (Colțan), reflétant de la sorte la tectonique chaotique d'un fond de synclinal pincé. La succession stratigraphique, à partir des conglomérats de base jusqu'au Tithonique-Néocomien, ne peut être observée que sur quelques points, les couches inférieures étant ordinairement laminées. Les schistes cristallins de la base du synclinal sont broyés et les calcaires sont parfois bréchifiés.

La zone de chevauchement d'entre l'unité des gneiss micacés et l'unité des roches vertes sépare les deux groupes de schistes cristallins du substratum. Cette zone s'étend de la Valea Trestiei (Ezeriș), en passant par la Valea Bârzavei (tunnel de Colțan), la Valea Ferendiei (cote 297) et la colline dite Cioaca lui Ion, jusqu'à la Valea Dognecei. Le long de cette zone les gneiss micacées chevauchent sur les roches vertes. On rencontre au sud de la Valea Bârzavei, dans la région de l'Ogașul dela Poieți, une écaille de paragneiss Buchin, qui s'effile vers le NE en passant à une ligne de dislocation séparant la zone des épigabbros du reste du complexe des roches

Institutul Geologic al României

vertes. Cette écaille détermine une disposition en relais de la zone de chevauchement. Le long de la zone de chevauchement apparaissent des conglomérats, des lentilles calcaires et des schistes cristallins des deux groupes, plus ou moins broyés, bréchifiés et laminés. La zone est soulignée par des apparitions de filons de kératophyre quartzifère et de quartz hydrothermal.

La zone de chevauchement située entre l'unité des roches vertes et le Carbonifère supérieur de la « zone sédimentaire paléo-mésozoïque du Banat occidental » est très développée, ayant une largeur de quelques centaines de mètres. La zone offre une véritable structure de rabotage. Les roches de cette zone sont laminées jusqu'au stade d'ultramylonite; on y voit des conglomérats laminés jusqu'à des gneiss schisteux (conglomérats de Cârșie), et des phyllites satinées (ultramylonites). La structure de la zone se complique du fait de l'apparition d'une bande de roches vertes dans la partie NE de la zone et de lentilles du Carbonifère supérieur dans sa partie SW. En outre, au S de Tâlva Locai, vers le SSW, on rencontre sur les hauteurs entre Dognecea et Lupac, mais seulement sur les sommets et jamais dans les vallées, une série de masses de quartzites sériciteux à texture parallèle (quartzites de Tâlva Mare) qui surgissent sous la forme d'écailles (lentilles rabotées?) de la profondeur de cette zone.

IV. Les b a n a t i t e s ont fait intrusion dans le soubassement cristallino-mésozoïque de la région. Elles constituent dans leur ensemble un groupe de roches calcoalcalines dont la masse principale est granodioritique et qui — par le jeu des phénomènes de différenciation magmatique, influencés en partie par des assimilations — a donné naissance à des roches différenciées acides et basiques, dont la dépendance du tronc magmatique commun ressort aussi bien de la manière de leur apparition géologique que des caractères minéralogiques et chimiques communs qui soulignent leur air de famille. Cette « consanguinité » nous détermine de proposer que l'on conserve, pour l'ensemble de ces roches éruptives, l'ancien terme collectif de banatites, adopté dès 1865 par B. v. Cotta.

Les banatites sont des roches de demi-profondeur, à grain moyen ou petit, qui portent l'empreinte de conditions physico-chimiques labiles ayant régné durant la consolidation magmatique et qui se traduisent par des variations de structure, texture et composition minéralogique. Ces variations sont appréciables surtout dans les quelques apophyses du voisinage du massif. Elles prouvent que nous nous trouvons dans les régions périphériques de la voûte d'un laccolite qui se développe très probablement en profondeur.

Dans ces conditions de cristallisation, les banatites ont acquis les caractères suivants:

Institutul Geologic al României

1. Une diversité de structures, qui peuvent être hypidiomorphes, inéquigranulaires, micropegmatitiques, pœcilitiques, divergentes, porphyriques, microlitiques.

2. Une composition minéralogique variée, qui se traduit par la prédominance du plagioclase, du quartz et de l'orthose, de la hornblende et de la biotite. On ne rencontre le diopside que dans les roches les plus basiques.

Il faut mentionner particulièrement les plagioclases zonés ayant une composition qui va de l'albite-oligoclase à la périphérie, jusqu'à la bytownite-anorthite au centre. Les plus répandus sont les plagioclases granodioritiques de composition moyenne andésine, à forte dispersion, à zones alternantes et à macles polysynthétiques. L'alternance répétée des zones plagioclasiques met en évidence la sensibilité de l'équilibre chimique du magma dans ces parties périphériques du laccolite.

La présence de l'orthose microperthitique, qui ne fait défaut que dans quelques roches basiques, constitue une autre caractéristique.

3. La résorption et la transformation des minéraux plus anciens par les minéraux qui caractérisent des phases magmatiques tardives (« reaction relation » BOWEN). C'est ainsi que les diopsides sont remplacés par des amphiboles et des biotites; les hornblendes brunes sont résorbées par des hornblendes vertes et les deux, à leur tour, sont résorbées par des biotites; les zones basiques des plagioclases sont souvent corrodées jusqu'à un remplacement par des zones plus acides; parfois l'on peut même observer une corrosion des zones acides des plagioclases par l'orthose (syénogabbro).

4. En ce qui concerne le chimisme, les analyses présentées démontrent que les banatites forment une province magmatique pacifique, accusant une faible tendance méditerranéenne. Le tronc est du type granodioritique-opdalitique (NIGGLI), alors que les roches différenciées appartiennent bien entendu à des types qui peuvent s'éloigner dans une direction jusqu'aux types granitiques, dans une autre jusqu'aux types gabbrodioritiques et gabbroïdes.

Les banatites forment dans notre région un massif de forme irrégulière; c'est le prolongement, vers le sud, du grand laccolite de banatites de Bocșa. Le massif est entouré d'une suite abondante d'apophyses et de filons.

On rencontre dans les parties supérieures du massif, entre Văsiova et Dognecea, des témoins de son toit de schistes cristallins, lambeaux, enclaves et prolongements de ceux-ci, qui prouvent qu'il s'agit de la partie périphérique d'un laccolite.

Les schistes cristallins voisins ont des pendages généralement périclinaux, et leurs directions sont dérangées vers le NW, cherchant à s'adapter aux limites de la masse éruptive. Cela prouverait que la mise en place du magma des banatites, bien que posttectonique, a provoqué le bombement des schistes cristallins de la couverture.

Institutul Geologic al României

Le massif de banatites est formé en majeure partie de granodiorites qui passent, dans la région de la Moravița inférieure, à une ségrégation granitique et aplitique plus importante.

Les granodiorites sont des roches à plagioclases, ayant un pourcentage ordinairement réduit d'orthose et de quartz et relativement peu de minéraux ferromagnésiens (hornblende verte et biotite); parmi les minéraux accessoires nous remarquons la magnétite et la titanite. Le plagioclase des granodiorites est bien développé et imprime souvent à la roche une structure porphyrique. Il possède, comme nous l'avons dit plus haut, une structure caractéristique en zones alternantes.

On rencontre souvent dans les granodiorites de petites séparations mélanocrates, plus riches en minéraux ferromagnésiens.

Les roches granitiques sont plus riches en orthose et en quartz et plus pauvres en d'autres minéraux, particulièrement en hornblende et en biotite.

Dans les parties se trouvant sous le toit du massif nous constatons un riche développement des phénomènes hydrothermaux, avec formation de quartz hydrothermaux et de roches hydrothermalisées, parfois faiblement aurifères.

Les apophyses forment de petits corps éruptifs dont certains sont constitués de roches granito-granodioritiques et de granodiorites à faible texture divergente, les autres de granogabbros et de gabbros.

Ces petites masses de banatites ont été le théâtre de phénomènes de différenciation compliqués, auxquels s'ajoutent des influences pneumatolytiques et d'assimilation, qui expliquent l'inconstance de l'équilibre chimique du magma avec production de roches variées d'un point à l'autre. Les apophyses de Terezia et de Ferendia nous offrent de beaux exemples.

Les granogabbros et les gabbros, roches que l'on ne rencontre que dans les apophyses, présentent une variation des plus capricieuses en fait de structure, texture et composition minéralogique. Ils sont formés de plagioclases basiques zonés, souvent corrodés par des zones acides, de hornblendes vertes et de hornblendes brunes et, exceptionnellement, de diopsides (dans les roches les plus basiques). La biotite à nuances diverses est moins fréquente. A noter, dans les roches plus basiques, la présence de la pyrrhotine. En ce qui concerne le quartz et l'orthose, on les rencontre parfois en quantités notables, mais ils peuvent aussi faire défaut, soit alternativement, soit simultanément.

Des roches endomorphisées avec diopsides, épidotes, etc., ont pris naissance par assimilation et pneumatolyse.

La suite filonienne du massif de banatites est formée comme suit:

1. De filons différenciés acides: aplites, micropegmatites, quartz éruptif, kératophyres quartzifères et quartz hydrothermaux.

Institutul Geologic al României

2. De filons peu différenciés, correspondant généralement aux granodiorites et aux roches un peu plus basiques: porphyres granodioritiques et porphyres dioritiques.

3. De filons différenciés basiques, lamprophyres: malchites, kersantites-minettes, odinite, camptonite, mélaquartzgabbro.

Les minéraux sont à peu près les mêmes que ceux des roches grenues. Dans les roches filoniennes acides prédominent l'orthose et le quartz, dans les roches intermédiaires le plagioclase, dans les roches basiques les minéraux ferromagnésiens. Comme dans les roches grenues, le diopside n'est que fort rare, on le rencontre dans les lamprophyres plus basiques.

V. Par le métamorphisme de contact, exercé par les banatites sur les roches environnantes, a pris naissance une puissante auréole de contact autour du massif éruptif. Les phénomènes de contact d'une intensité chimique élevée ont actionné indifféremment sur les calcaires et sur les schistes cristallins, produisant des roches de contact des plus variées.

Les paragneiss ont été transformés en gneiss à pinite, en cornéennes à cordiérite, à andalousite, à biotite, et même en cordiéritites et en andalousitites. Au contact immédiat du massif on rencontre par endroit de véritables zones d'injection banatitique.

Les gneiss aplitiques et les gneiss d'injection ont été recristallisés, biotitisés, d'autres fois ils ont été transformés peu à peu en skarn.

Les roches vertes ont été métamorphisées en cornéennes compactes et rubanées, amphiboliques et diopsidiques. De même, les roches broyées de la zone de chevauchement ont été métamorphisées au contact.

Les roches de la zone des calcaires mésozoïques ont été marmorisées et transformées en divers skarns grenatiques, pyroxéniques, épidotiques, amphiboliques, qui contiennent encore divers autres minéraux. Dans cette formation de skarn se sont accumulés des gisements de minerais qui ont fait jadis la réputation de cette région.

En outre, les roches éruptives mêmes ont subi des transformations endogènes, telles que: épidotisation, diopsidisation, albitisation, etc.

Les phénomènes de contact d'Ocna de Fer—Dognecea sont des plus variés.

Les phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux et les phénomènes d'assimilation jouent un grand rôle dans le métamorphisme de contact. Il s'agit, d'une part, de grands apports de substances magmatiques dans les roches environnantes, d'autre part, il faut attribuer au magma une assimilation des roches traversées, du moins de celles de la zone des calcaires.

VI. Les dépôts néozoïques de la région sont représentés par le Pontien et le Quaternaire. On rencontre le Pontien à Ezeriș et à Bocșa-

Institutul Geologic al României

Română. A Ezeriș les dépôts pontiens sont surtout sablonneux. Sont également considérés comme pontiens les dépôts torrentiels d'Amelia, ceux de Godinova et d'autres endroits, dépôts dans lesquels on rencontre des minerais de fer roulés, parfois exploitables. Le Quaternaire est représenté par les terrasses de la Bârzava et de la Moravița et par les alluvions récentes de toutes les vallées.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 261

I-ère PARTIE

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LA GÉOLOGIE DU BANAT . . . 265
— Les schistes cristallins des Carpates Méridionales 266
1. La série cristallophyllienne paléozoïque 266
2. La série cristallophyllienne mésozoïque 269
3. Les schistes cristallins du Banat occidental desquels fait partie le soubassement cristallin de la région Ocna de Fer—Bocşa Montană . . . 269
— Les sédiments paléo-mésozoïques du géosynclinal carpatique 270
— Les sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire-Quaternaire des dépressions 280
— La tectonique des Carpates Méridionales 283

II-ème PARTIE

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION OCNA DE FER — BOCŞA MONTANĂ 290

CHAPITRE I

Le soubassement cristallin 290
I. Le complexe des gneiss micacés 291
A) Les paragneiss 292
1. Gneiss feldspathiques 293
2. Schistes micacés 295
a) Schistes muscovito-chloritiques à grenats 295
b) Schistes muscovito-biotitiques à tourmaline 295
c) Schiste muscovitique à chloritoïde et à porphyroblastes de chlorite et de grenat 296
d) Schiste muscovitique à porphyroblastes de clinochlore et de plagioclase 296
3. Quartzites gneissiques, quartzites et lentilles de quartz 297
B) Les aplites, les pegmatites et les gneiss d'injection 298
1. Aplites et pegmatites 298
a) Aplites albitiques à microcline 298
b) Gneiss aplitiques séricitisés 299

Institutul Geologic al României

Page

c) Aplites albitiques 300
d) Albitites 300
e) Pegmatites à oligoclase 300
2. Les gneiss d'injection 301
C) Les amphibolites 302
a) Amphibolites à zoïsite 302
b) Amphibolites à biotite et chlorite 303
c) Amphibolites biotitisées et chloritisées 303
d) Biotitite 304
e) Amphibolite à structure éclogitique 304
f) Amphibolite à nodules de plagioclase 305
D) Les gneiss granitiques violacés de la Valea Ferendiei et de l'Ogaşul Tomii. 305
E) Le granite à plagioclases et ses cornéennes de contact de la Valea Moraviţei 306
II. Le complexe des roches vertes 309
A) Zone des épigabbros 310
Les épigabbros 310
B) Zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes 313
1. Les roches vertes porphyrogènes 313
2. Les roches vertes tufogènes 314
3. Les roches vertes d'origine sédimentaire 315
4. Les quartzites porphyroblastiques 316
C) Zone des épigranites et des épidiorites 316
Les épigranites et les épidiorites 317
D) Composition chimique des roches vertes éruptives 320

CHAPITRE II

Les dépôts sédimentaires carbonifères et mésozoïques 321
I. Le Carbonifère supérieur 321
II. Le Mésozoïque 323
La répartition et la succession stratigraphique 323
Les conglomérats de la base des calcaires (Dogger?) 324
Les grès calcaires, les calcaires gréseux et conglomératiques (Dogger) . 325
Les calcaires compacts (Tithonique-Néocomien) 325
Considérations sur l'âge des dépôts mésozoïques 326

CHAPITRE III

La tectonique de la région Ocna de Fer—Bocşa Montană 327
I. Les unités tectoniques 330
A) Le complexe des gneiss micacés 330
B) Le complexe des roches vertes 331
II. Les zones de dislocation 331
A) La zone des calcaires mésozoïques 331
B) La zone de chevauchement entre les gneiss micacés et les roches vertes. 332
C) La zone mylonitique entre le complexe des roches vertes et le Carbonifère supérieur 335
Les roches de la zone mylonitique 337

Institutul Geologic al României

Page

1. Roches micacées conglomératiques, gneissiques, schisteuses 337
2. Les phyllites satinées 338
3. Le schiste calcaire de l'Ogaşul Măguriște 339
4. Les quartzites de Tâlva Mare 339

CHAPITRE IV

Les banatites 339
I. Historique 339
II. Répartition et gisements des banatites et leur description mégascopique . . 342
A) Le massif Ocna de Fer—Dognecea 342
B) Les apophyses de banatites 344
C) La suite filonienne 346
III. Classification et examen microscopique des banatites 349
A) Classification des banatites à l'aide de la méthode de Johannsen 349
B) Composition minéralogique, structure et texture des banatites et succession de cristallisation des minéraux 352
C) Description microscopique des banatites 364
1. Les roches du massif 364
a) Granites banatitiques 364
b) Granodiorites 365
c) Séparations mélanocrates 367
2. Les roches des apophyses 368
a) Roches intermédiaires granito-granodioritiques 368
b) Granodiorites d'apophyse 369
c) Granogabbros 370
d) Roches gabbroïdes 372
e) Roches soumises aux phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux 375
3. Les roches filoniennes 375
a) Silexites, micropegmatites et aplites 375
b) Kératophyres quartzifères 377
c) Porphyres granodioritiques et porphyres dioritiques 378
α) Porphyres granodioritiques 378
β) Porphyres dioritiques 381
d) Lamprophyres 381
α) Malchites 381
β) Minettes et kersantites 382
γ) Odinites 383
δ) Camptonite banatitique 385
ε) Mélaquartzgabbro 386
4. Les quartz hydrothermaux et les roches hydrothermalisées 386
a) Roches éruptives hydrothermalisées 387
α) Le kératophyre hydrothermalisé du vallon Inoguțuloane . . 387
β) Les filons hydrothermalisés des vallons Bălean et Ursoanea Mare 387
b) Les quartz hydrothermaux 388
c) Schistes cristallins hydrothermalisés 389
d) Récapitulation 390
IV. Discussion chimique des analyses de banatites 390

Institutul Geologic al României

Page

CHAPITRE V

Le métamorphisme de contact 399
I. Le métamorphisme de contact exogène 400
A) Transformation des schistes cristallins 400
1. Les gneiss micacés métamorphisés au contact 400
a) Paragneiss métamorphisés au contact 401
α) Gneiss à pinite 401
β) Cornéennes à cordiérite et cornéennes à andalousite . . . 402
γ) Enclaves de gneiss 403
δ) Quartzites métamorphisés au contact 403
b) Gneiss aplitiques et gneiss injectés métamorphisés au contact. . 404
c) Autres roches du complexe gneissique métamorphisées par les banatites 405
d) Gneiss hydrothermalisés 405
2. Les roches vertes métamorphisées au contact 406
3. Transformation des roches de la zone de chevauchement 406
B) Transformation des roches de la zone des calcaires mésozoïques 407
II. Le métamorphisme de contact endogène 408
III. Récapitulation 410

CHAPITRE VI

Le Néozoïque 411
a) Le Pliocène 411
b) Le Quaternaire 412

III-ème PARTIE

CONCLUSIONS. Aperçu sur la géologie et la pétrographie de la région Ocna de Fer—Bocşa Montană 413
BIBLIOGRAPHIE 425

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

PLANCHE I

Fig. 1. **Amfibolit cu structură eclogitică.** Bloc găsit în ogașul dela Est de ruina Bocșa, în gneisele dela Tâlva Drenii—Bocșa Nouă, Bocșa Montană.

Formațiunile orbiculare (foști granați?) sunt alcătuite din hornblendă verde și plagioclași. Pasta rocei e hornblendică. Roca e probabil metamorfozată la contact de massivul banatitic.

Fără analizor. Mărit de 10 ori.

Amphibolite à structure éclogitique. Bloc trouvé dans le vallon à l'Est des ruines de Bocșa, dans les gneiss de Tâlva Drenii—Bocșa Nouă, Bocșa Montană.

Nodules orbiculaires (anciens grenats?) constitués de hornblende et plagioclases, dans un fond hornblendique. La roche a été probablement métamorphisée au contact des banatites.

Lumière naturelle. Gross. 10.

Fig. 2. **Filit satinat** (ultramilonit încrețit). Zona milonitică dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior. Og. Măguriște, Mâniom.

Păturile de cuarț și cele de sericită și clorită sunt strâns cutate și dislocate.

Fără analizor. Mărit de 13 ori.

Phyllite satinée (ultramylonite). Zone mylonitique entre le groupe des roches vertes et le Carbonifère supérieur. Vallon de Măguriște, Mâniom.

Les bandes de quartz et celles de séricite et chlorite sont finement plissotées et disloquées.

Lumière naturelle. Gross. 13.

Fig. 3. **Paragneis cu porfiroblaste de albită.** Zona Bocșița—Drimoxa din complexul gneiselor micacee. V. Ferendiei, Bocșa Montană—Ocna de Fer.

Porfiroblastele de albită sunt ciuruite poikilitic de incluziunile de cuarț și sunt înconjurate de foițe de muscovită și biotită și grăunțe mici de cuarț.

Cu analizor. Mărit de 14,5 ori.

Paragneiss à porphyroblastes d'albite. Zone de Bocșița—Drimoxa du groupe des gneiss micacés. Valea Ferendiei, Bocșa Montană—Ocna de Fer.

Les porphyroblastes d'albite sont criblés d'inclusions de quartz et sont entourés de micas et de petits grains de quartz.

Nicols croisés. Gross. 14,5.

Fig. 4. **Roc㠠verde porfirogenă.** Zona rocelor porfirogene și tufogene din complexul rocelor verzi. Og. Padina lui Lenz, afluentul Og. Opârnecea, Dognecea.

Institutul Geologic al României

Porfiroblaste de albită şi cuarţ într'o pastă formată din aceleaşi minerale plus microlite de biotită. Roca se află în aureola de contact banatitică ceeace explică prezenţa biotitei.

Cu analizor. Mărit de 14 ori.

Roche verte porphyrogène. Zone des roches porphyrogènes et tufogènes du groupe des roches vertes. Vallon de Padina lui Lenz, affluent du Vallon d'Opârnecea, Dognecea.

Porphyroblastes d'albite et de quartz dans un fond d'albite, de quartz et de biotite. La roche est métamorphisée au contact des banatites ce qui explique la présence de la biotite.

Nicols croisés. Gross. 14.

Fig. 5. **Rocă verde tufogenă albito-cloritică.** Zona epigranitelor şi epidioritelor din complexul rocelor verzi. V. Ferendiei, regiunea cotei 335. Ocna de Fer—Bocşa Montană.

Părţile clare şi semitonurile reprezintă clorita şi albita. Nodurile de felul celui din mijlocul părţii din dreapta a figurii sunt epidoţii. Părţile închise reprezintă titanite, epidoţi şi carbonaţi.

Fără analizor. Mărit de 15 ori.

Roche verte tufogène à chlorite et albite. Zone des épigranites et épidiorites du groupe des roches vertes. Valea Ferendiei, cote 335. Ocna de Fer—Bocşa Montană.

Les parties claires et les demi-teintes représentent des chlorites et des albites. Les parties foncées représentent des titanites, des épidotes et des carbonates. Lumière naturelle. Gross. 15.

Institutul Geologic al României

Fig. 1



Fig. 2

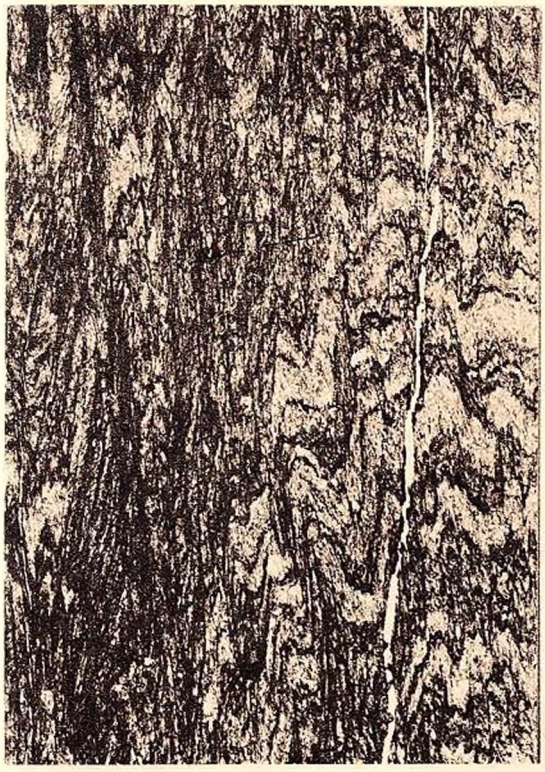


Fig. 3



Fig. 4

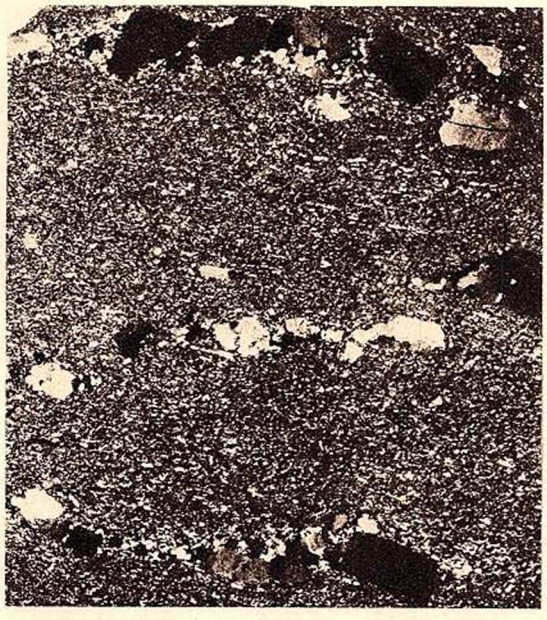
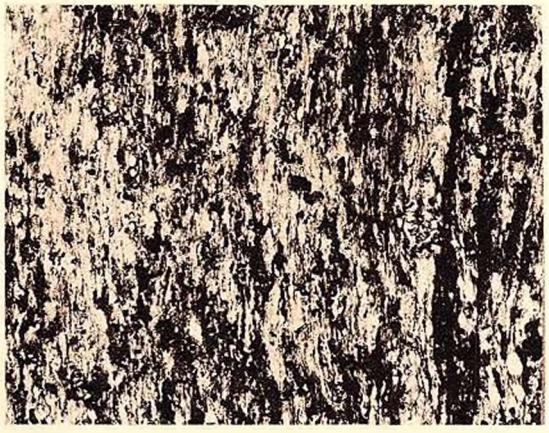


Fig. 5



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

PLANCHE II

Fig. 1. **Epigranit.** Zona epigranitelor şi epidioritelor din complexul rocelor verzi. Ogaşul Ţiganului, afluentul V. Dognecei, Dognecea.

In partea de jos a figurii se văd lentile sdrobite de cuarţ cu extincţie undulosă. In partea de sus predomină plagioclaşii acizi. Intre lentile se vede o pastă măruntă de cuarţ, feldspat şi sericită. Roca este pe cale de laminare progresivă.

Cu analizor. Mărit de 12 ori.

Épigranite. Zone des épigranites et des épidiorites du groupe des roches vertes Ogaşul Ţiganului, Dognecea.

En bas, lentilles de quartz écrasées, à extinction roulante. En haut, plagioclases acides. Entre les lentilles, un mortier de menus débris de quartz, feldspaths et séricite. Roche fortement laminée.

Nicols croisés. Gross. 12.

Fig. 2. **Epigabbro** (gabbroid). Zona epigabbrourilor din complexul rocelor verzi. Og. Stupinii, afluentul V. Satului, Mâniom.

Porfiroblaste de albită şi de hornblendă actinolitică, într'o pastă de albită, epidot, hornblendă fibroasă, carbonaţi, sericită. Roca e laminată. Se observă sfărâmarea albitelor şi ruperea amfibolului. Ceva mai sus de diagonală, un amfibol rupt în trei bucăţi maclate şi legate între ele prin mănunchiuri de fibre actinolitice.

Cu analizor. Mărit de 15 ori.

Épigabbro (gabbroïde). Zone des épigabbros du groupe des roches vertes. Og. Stupinii, affluent de Valea Satului, Mâniom.

Porphyroblastes d'albite et de hornblende actinolitique, dans un fond à albite, épidote, hornblende fibreuse, carbonates, séricite. Roche laminée. Au milieu, cristal d'amphibole fractionné par étirement en 3 parties maclées, unies par des faisceaux actinolitiques.

Nicols croisés. Gross. 15.

Fig. 3. **Epigabbro** (epidoto-amfibolic). Zona epigabbrourilor din complexul rocelor verzi. V. Bârzavei malul stâng, între tunelul Colţan şi Og. lui Nistor. Bocşa Montană.

Petele negre reprezintă zoisite şi clinozoisite, cele cenuşii un amfibol actinolitic, iar cele albicioase talc, sericită şi cuarţ rar.

Fără analizor. Mărit de 16 ori.

Épigabbro (épidoto-amphibolique). Zone des épigabbros du groupe des roches vertes. V. Bârzavei, rive gauche, entre le tunnel de Colţan et l'Og. lui Nistor, Bocşa Montană.

Institutul Geologic al României

Les taches noires sont des zoïsites et des clinozoïsites; les parties grises représentent une amphibole actinolitique; dans les parties blanches on voit du talc, de la séricite et plus rarement du quartz.

Lumière naturelle. Gross. 16.

Fig. 4. **Epigabbro** (ultraamfibolic, peridotitic). Zona epigabbrourilor din complexul rocelor verzi. Og. Stupinii, Mâniom.

Amfibolii actinolitici formează cca 8 % din rocă. Intre ei sunt răspândite grăunţele de epidot (petele negre), sericita şi albita (în golurile albicioase).

Fără analizor. Mărite de 16 ori.

Épigabbro (ultraamphibolique, péridotitique). Zone des épigabbros du groupe des roches vertes. Og. Stupinii, Mâniom.

Les amphiboles actinolitiques forment environ 80% de la roche. Grains d'épidote (granulations noires). Séricite et albite remplissant les interstices.

Lumière naturelle. Gross. 16.

Institutul Geologic al României

Fig. 1

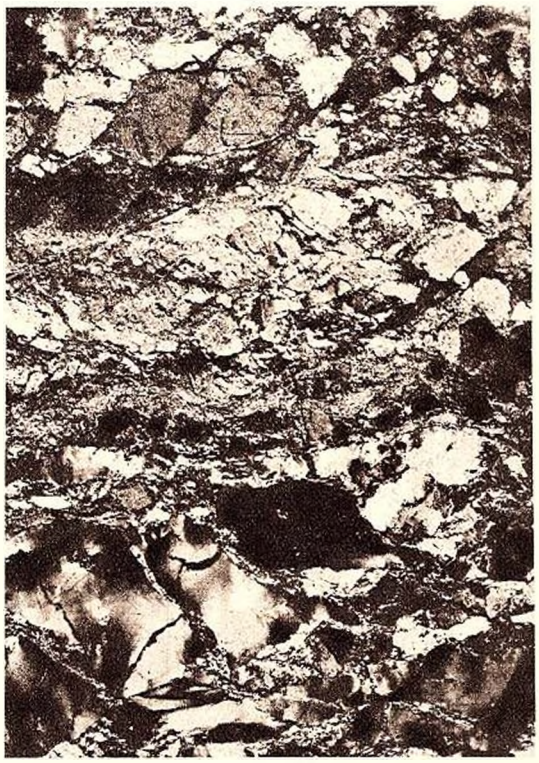


Fig. 3



Fig. 2

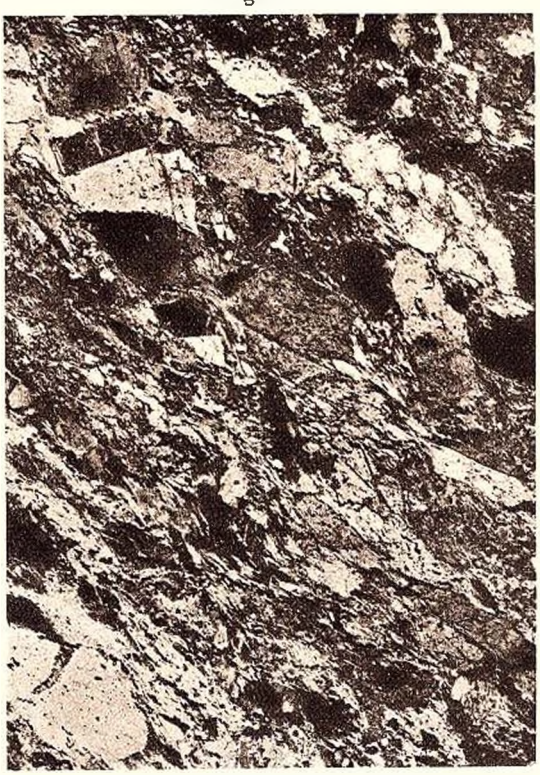
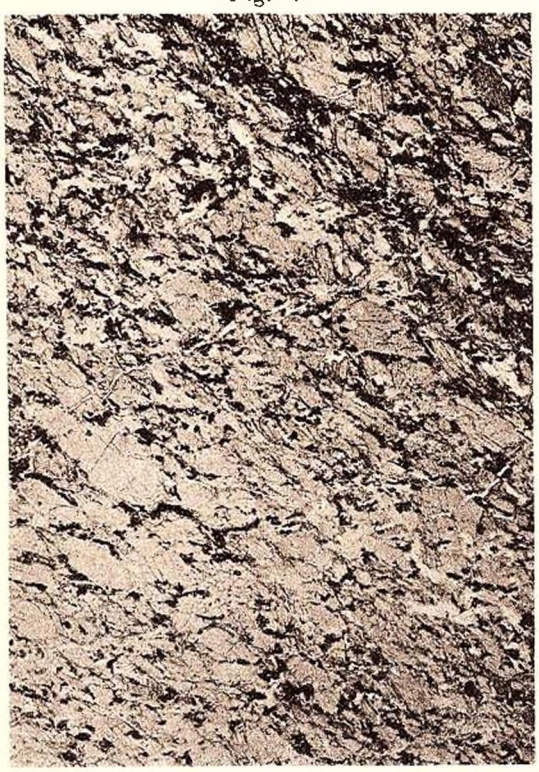


Fig. 4



Institutul Geologic al României

PLANȘA III

PLANCHE III

Fig. 1. **Granodiorit.** Massivul banatitic. Cariera din Og. Țiganului, afluentul Og. Dealovăț. La Est de sinclinalul de calcare. Ocna de Fer.

Plagioclașii mari, zonați recurent, se desprind ca fenocristale de restul rocei cu grăuntele mai mic. In stânga (cenușie deschisă) și sus (neagră) o biotită cu clivajele paralele. Plaja cenușie tulbure, dintre cei doi plagioclași mari este de ortoză. Grăunțele limpezi sunt de cuarț. In stânga sus, abia se ghicesc câteva hornblende mici.

Cu analizor. Mărit de 7 ori.

Granodiorite. Massif des banatites. Carrière de l'Og. Țiganului, affluent de l'Og. Dealovăț. À l'Est du synclinal de calcaires Ocna de Fer.

Grands plagioclases zonés; à gauche (gris-clair) et en haut (foncé) des biotites; plage grise d'orthose séparant deux grands plagioclases; grains clairs de quartz; petits prismes d'hornblende difficiles à distinguer.

Nicols croisés. Gross. 7.

Fig. 2. **Separațiune microgranogabbroidă.** Massivul banatitic. Cariera părăsită din V. Dognecei, în fața Og. Opârnecea, Dognecea.

Fenocristale de plagioclași zonați într'o pastă cu structură ușor divergentă, formată din microlite de plagioclași zonați, biotite, cuarț (grăunțele limpezi), hornblendă verde. Prin interstiții se află puțină ortoză.

Cu analizor. Mărit de 13 ori.

Séparation microgranogabbroïde. Massif banatitique. Carrière abandonnée de V. Dognecei, vis-à-vis du Vallon d'Opârnecea, Dognecea.

Phénocristaux de plagioclases zonés dans une pâte grenue faiblement divergente, à microlites de plagioclases zonés, biotite, quartz, hornblende verte et un peu d'orthose dans les interstices.

Nicols croisés. Gross. 13.

Fig. 3. **Granogabbro.** Apofiză banatitică. Mina Paulus. Ocna de Fer.

Plagioclași cu zone late și continui, biotite, hornblende verzi cu foițe parazitare de biotită, cuarț, ortoză.

Structură hypidiomorf-grăunțoasă, inechigranulară.

Cu analizor. Mărit de 12 ori.

Granogabbro. Apophyse banatitique. Mine Paulus, Ocna de Fer.

Plagioclases à zones larges et continues, biotite, hornblende verte à inclusions de biotite, quartz, orthose.

Institutul Geologic al României

Texture hypidiomorphe-grenue, inéquigranulaire.
Nicols croisés. Gross. 12.

Fig. 4. **Gabbro.** Apofiza Terezia. V. Moraviţei, dealungul fostului décauville din coasta stângă. Ocna de Fer.

Plagioclas labrador slab zonat şi plaje de diopsid.
Structură gabbroidă echigranulară.
Cu analizor. Mărit de 11 ori.

Gabbro. Apophyse Terezia. Valea Moraviţei, le long de l'ancienne voie minière, rive gauche. Ocna de Fer.

Plagioclases (labrador faiblement zoné) et plages de diopside. Texture gabbroïde équigranulaire.
Nicols croisés. Gross. 11.

Fig. 5. **Granodioritporfirit** cu două generaţii de minerale melanocrate. Filon în mina Terezia Mare, sub calcar. Ocna de Fer.

Fenocristalele sunt de plagioclas, biotită şi hornblendă verde (petele negre). Sunt două feluri de plagioclaşi: unul limpede şi zonat recurent, altul tulbure (în partea de sus a figurii). Pasta e formată din plagioclas, cuarţ, hornblendă verde, puţină biotită şi ortoză foarte puţină prin interstiţii. Bună parte din petele negre din pastă reprezintă microlitele de hornblendă.
Cu analizor. Mărit de 7 ori.

Porphyre granodioritique à deux générations de minéraux mélanocrates. Filon dans la mine Terezia Mare, sous le calcaire. Ocna de Fer.

Phénocristaux de plagioclase, biotite et hornblende verte. Deux sortes de plagioclases: les uns purs à zones alternantes, les autres troubles par albitisation (en haut). Constitution de la pâte: plagioclase, quartz, hornblende verte, peu de biotite, très peu d'orthose dans les interstices.
Nicols croisés. Gross. 7.

Fig. 6. **Lamprofir,** odinit diopsidic. Blocuri pe Og. Ciobanului aproape de vărsarea lui în V. Ferendiei, Ocna de Fer.

Sus e un fenocristal de plagioclas corodat şi rotunjit. Pasta e formată din microlite alungite de plagioclas, grăunţe de diopsid, hornblendă brună şi foiţe rare de biotită. Petele albicioase, poligonale, rotunjite, sunt pseudomorfoze de talc, foarte probabil după olivină.
Structura pastei e divergentă - doleritică.
Cu analizor. Mărit de 14 ori.

Lamprophyre, odinite diopsidique. Blocs près de l'embouchure de l'Og. Ciobanului dans la V. Ferendiei, Ocna de Fer.

En haut, un phénocristal de plagioclase corrodé et arrondi. Pâte microlitique de plagioclase, diopside, hornblende brune et paillettes rares de biotite. Les taches claires polygonales ou arrondies sont des pseudomorphoses de talc, fort probablement d'après l'olivine.
Texture de la pâte: divergente-doléritique.
Nicols croisés. Gross. 14.

Institutul Geologic al României

Fig. 1



Fig. 4



Fig. 2



Fig. 5

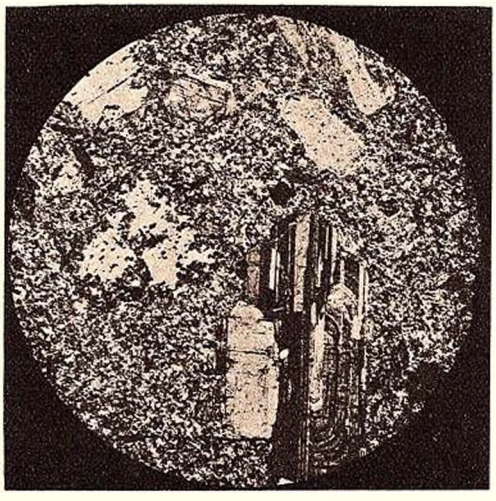
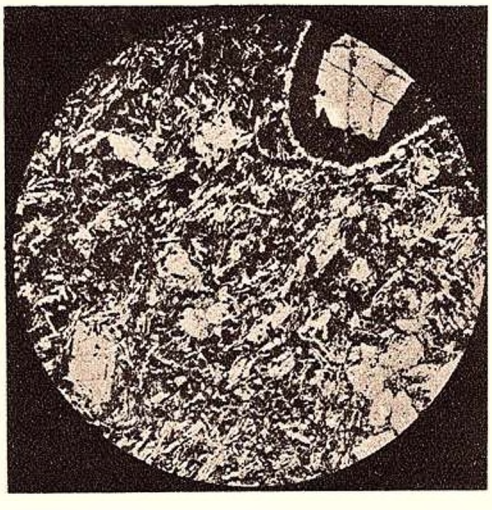


Fig. 3



Fig. 6



Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

PLANCHE IV

Fig. 1. **Valea Bârzavei la Văsiova.** Vedere dela Obârșia Rea, fotografiată spre NW.

In primul plan Og. lui Avram cu paragneise contactmetamorfice; în mijloc V. Bârzavei cu terasele și șesul aluvial; în fund gneisele dintre Tâlva Drenii și Bocșa Nouă prinse în massivul banatitic.

Vallée de la Bârzava, à Văsiova. Vue prise de l'Obârșia Rea, vers le NW.

Dans le premier plan, paragneiss métamorphisés au contact; au milieu les terrasses et les alluvions de la V. Bârzavei; l'arrière-plan montre la masse des gneiss de Tâlva Drenii—Bocșa Nouă couvrant les banatites.

Fig. 2. **Blocul de calcare mesozoice din D. Colțan** văzut de pe colina dintre cele două ogașe dela Colțan (fotografiat spre WNW), Bocșa Montană.

In stânga sunt carierele de calcar dela Colțan, în dreapta cuptoarele de var.

Bloc de calcaire mésozoïque du D. Colțan. Vue vers le WNW, prise de la colline séparant les deux vallons de Colțan, Bocșa Montană.

À gauche les carrières de Colțan, à droite les fours à chaux.

Fig. 3. **Cariera de Nord din D. Colțan.** Vedere spre NNW.

Bancurile de calcar au direcția N 30° W și cad cu 65° spre WSW. Calcarul este în mare parte brecios, fragmentele cenușii fiind cimentate cu vine roze de carbonați.

Carrière Nord du D. Colțan. Vue prise vers le NNW.

Calcaire bréchoïde. Direction des bancs N 30° W, pendage 65° SW.

Fig. 4. **Dealul Cârșie.** Mâniom. Vedere spre NE.

Conglomeratele laminate din zona milonitică, dintre complexul rocelor verzi și Carboniferul superior. Se văd blocurile elipsoidale de gneise granitice. Panta din marginea dreaptă în fund este deja în Carboniferul superior.

Colline de Cârșie. Mâniom. Vue prise vers le NE.

Conglomérats laminés de la zone mylonitique. Blocs ellipsoïdaux de gneiss granitiques. La pente à droite et au fond est constituée par du Carbonifère.

Institutul Geologic al României

Fig. 1

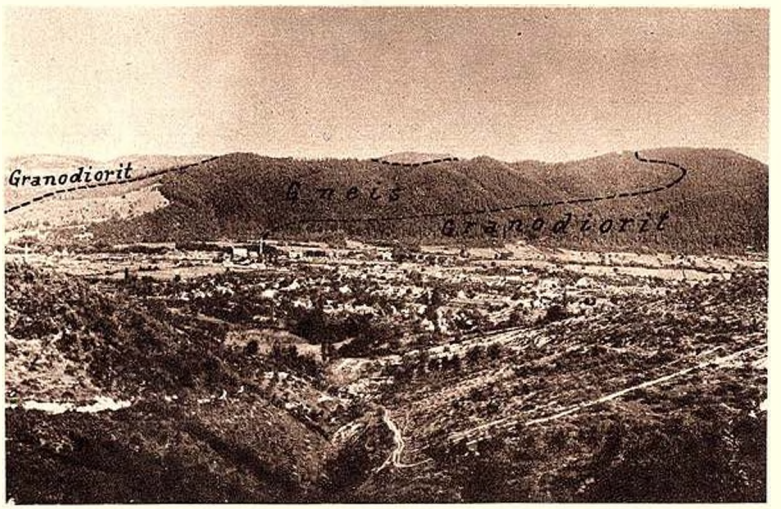


Fig. 2

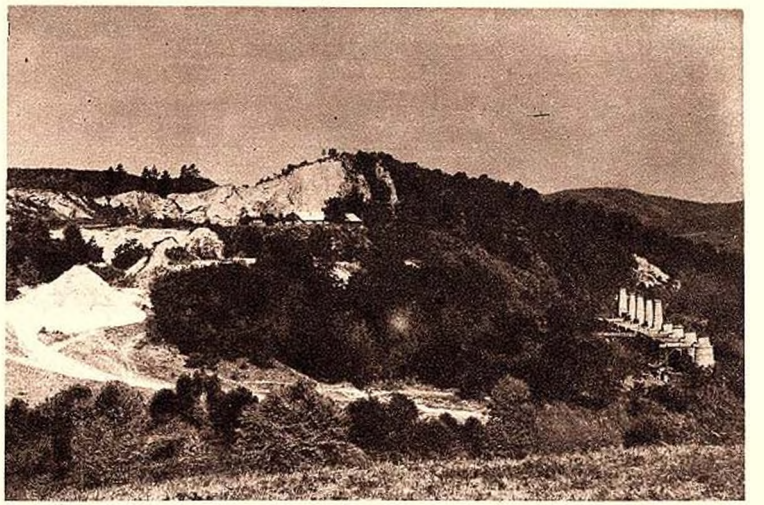


Fig. 3

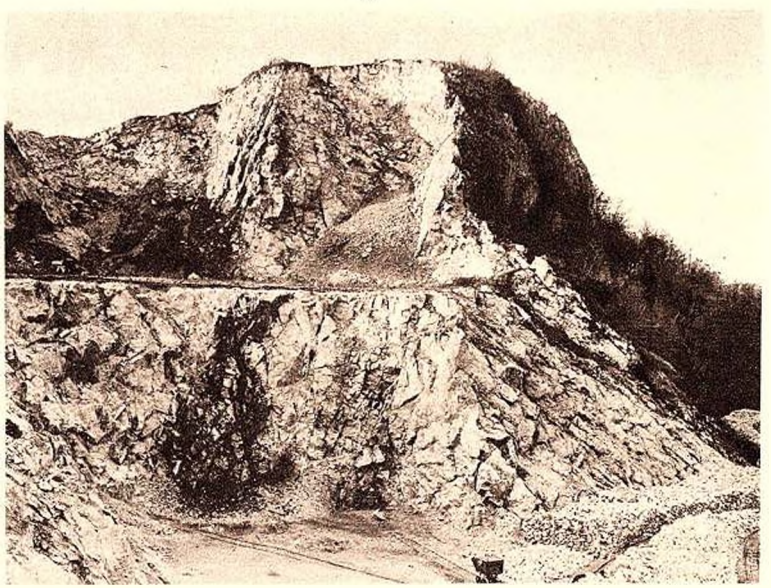
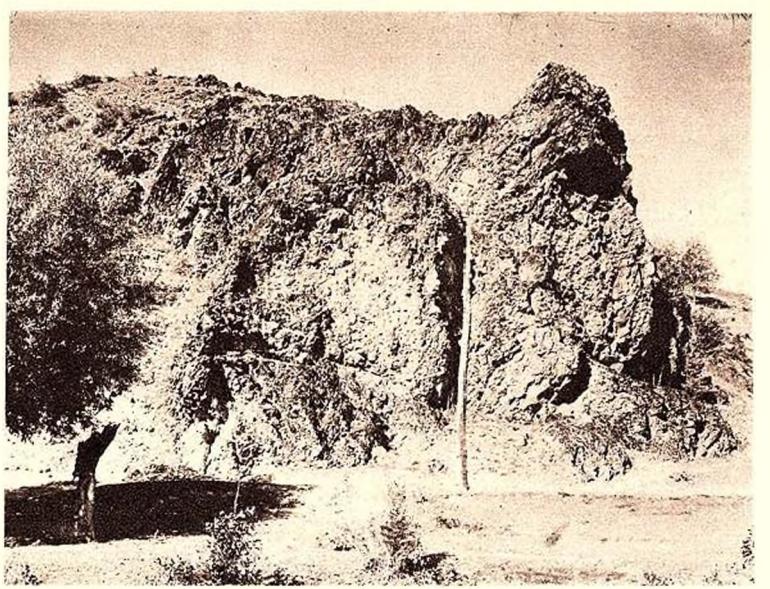


Fig. 4



Institutul Geologic al României

PLANȘA V

PLANCHE V

Fig. 1. **Mina Amelia.** Bocșa Montană. Vedere generală spre NE.

In fundul minei se văd stâncile rotunjite de calcar peste care s'au depus sedimentele torentiale ponțiene cu minereu de fer rulat.

Mine Amélie. Bocșa Montană. Vue générale prise vers la NE.

Au fond de la mine, pointements de calcaires arrondis dans les dépôts torrentiels à blocs roulés de minerais de fer.

Fig. 2. **Mina Amelia.** Vederea părții sud-vestice. Vezi explicația precedentă.

Mine Amélie. Vue de la partie SW. Voir l'explication précédente.

Fig. 3. **Mina Amelia.** Detaliu dintr'un perete de abataj din partea de Nord a minei.

Bolovanii negricioși bine rotunjiți și lucioși sunt minereuri de fer rulate. Blocul alb din față e de cuarț. Alături un bloc de conglomerate din cota 381 dela NW de mină.

Mine Amélie. Détail d'une paroi d'abattage de la partie N de le mine.

Les blocs foncés bien arrondis et luisants sont des minerais de fer roulés. Le bloc clair d'en face est du quartz. À côté un bloc de conglomérats provenant de la cote 381 se trouvant au NW.

Fig. 4. **Mina Amelia.** Detaliu dintr'un perete steril din partea de NW a minei.

Pietrișuri și sedimente argilo-nisipoase micacee cu stratificație fluviatilă.

Mine Amélie. Détail d'une paroi stérile de la partie NW de la mine.

Galets et dépôt argilo-sableux micacés.

Institutul Geologic al României

Fig. 1



Fig. 2

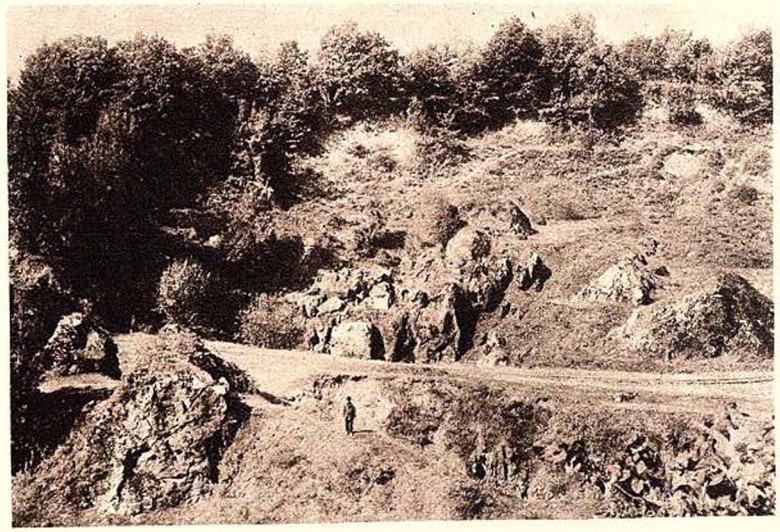


Fig. 3



Fig. 4



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

PLANCHE VI

Fig. 1. **Structura în solzi a zonei paragneiselor Buchin.** V. Ferendiei, malul drept, între cele două lacuri. Bocşa Montană.

Bancurile compacte gneisice şi cuarţitice descompuse în lentile alunecate una peste alta. In dreapta o mică linie de încălecare.

Lungimea ciocanului din mijloc 45 cm.

Structure en écailles de la zone des paragneiss de Buchin. Valea Ferendiei, entre les deux étangs, rive droite. Bocşa Montană.

Bancs compacts de gneiss et quartzites, décomposés en lentilles glissées les unes sur les autres. Court chevauchement à droite.

Fig. 2. **Idem.** Og. Dealovăţ, malul drept, între cota 330 şi filonul de dioritporfirit. Ocna de Fer.

Paragneisele sunt pe alocuri metamorfozate la contact (pinnitice).

Lungimea ciocanelor laterale 45 cm.

Idem. Ogaşul Dealovăţ, rive droite, entre la cote 330 et le filon de porphyre dioritique. Ocna de Fer.

Les paragneiss sont faiblement atteints par le métamorphisme de contact.

Institutul Geologic al României

Fig. 1



Fig. 2



Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

PLANCHE VII

Fig. 1. **Exploatările la zi părăsite din D. Dănilii.** Ocna de Fer. Vedere generală spre apus din drumul ce taie pe la mijloc toată seria vechilor exploatări la zi.

Tot peretele e format din calcar recristalizat prin contactul banatitelor. O fâșie de skarn străbate în diagonală jumătatea din stânga a figurii (din colțul din stânga-jos spre dreapta-sus). In colțul din stânga (în umbră) apar șisturile cristaline contactmetamorfice.

Exploitations à ciel ouvert de D. Dănilii (abandonnées). Ocna de Fer. Vue générale vers l'W, prise de l'ancienne route d'exploitation.

Toute la paroi est formée par les calcaires métamorphisés au contact des banatites. Une bande de skarn pénètre en diagonale la moitié gauche de la figure (de gauche à droite). A gauche, en bas, schistes cristallins métamorphisés au contact.

Fig. 2. **Peretele exploatării la zi dela „Magnet-Schurf".** Clina NW a D. Dănilii. Ocna de Fer. Vedere spre Est.

Dungile negre paralele din calcarul cristalin reprezintă vine de magnetită cu ludwigită. Aici iese la zi puțul cu ludwigită al cărui profil s'a publicat în Dările de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom., Vol. XII, pag. 92—112 (12).

Paroi de l'exploitation à ciel ouvert de „Magnet-Schurf". Versant NW du D. Dănilii. Ocna de Fer. Vue prise vers l'Est.

Bandes noires parallèles de magnétite à ludwigite dans le calcaire marmorisé. Ouverture du puits à ludwigite; le profil est publié dans les C. R. des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie. Vol. XII, pag. 92—112 (12).

Fig. 3. **Cariera de granodiorit din V. Groza Mare.** Ocna de Fer. Vedere spre ESE.

Un filon compus de odinit și granodioritporfirit străbate cariera în lung. Prin exploatare a fost despărțit în două părți ce se văd la cele două capete ale figurii (haşuri verticale).

Carrière de granodiorite, V. Groza Mare. Ocna de Fer. Vue prise vers l'ESE.

Filon composé d'odinite et porphyre granodioritique coupé en deux parties par l'exploitation (hachures verticales).

Institutul Geologic al României

Fig. 1

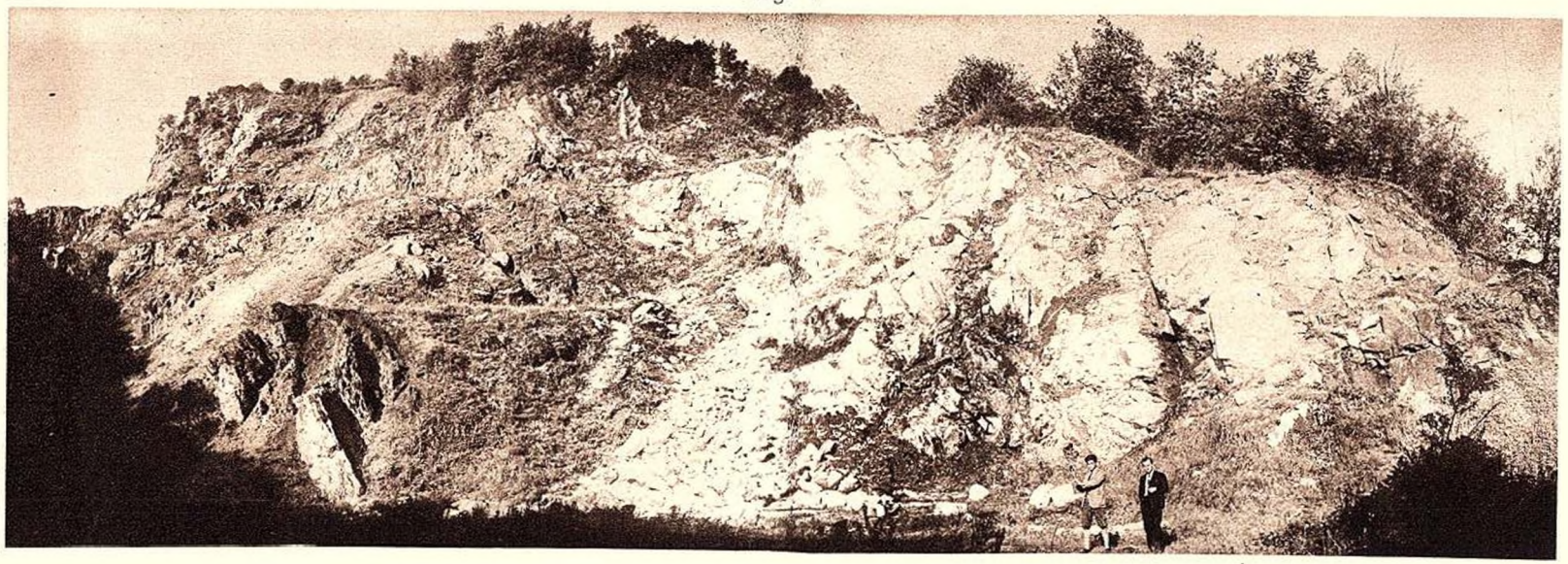


Fig. 2

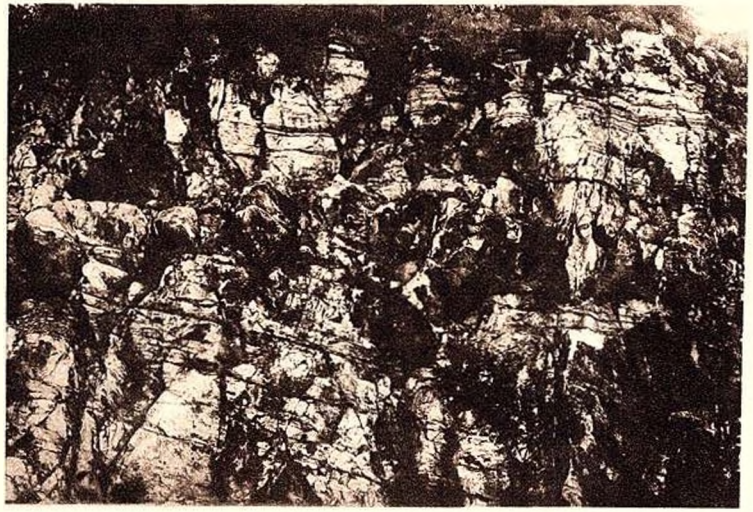
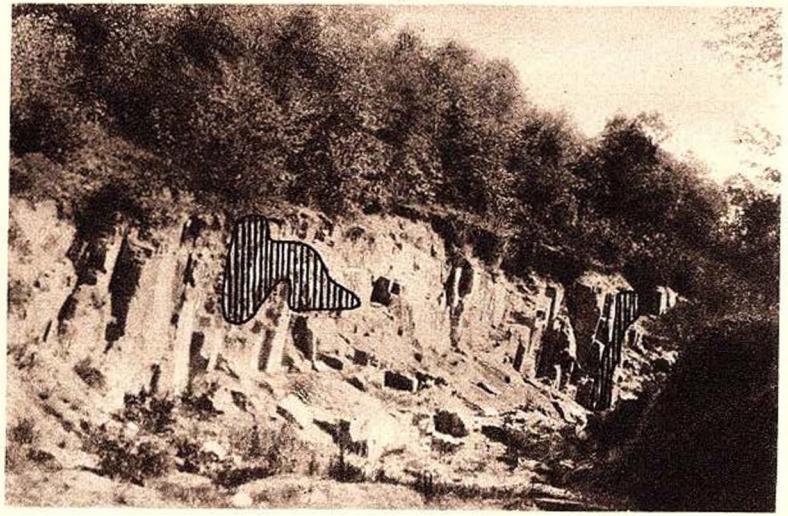


Fig. 3



Institutul Geologic al României

AL. CODARCEA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII OCNA DE FER-BOCŞA MONTANĂ

JUDEŢUL CARAŞ, BANAT

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION OCNA DE FER-BOCŞA MONTANĂ

DISTRICT DE CARAŞ, BANAT
(ROUMANIE)

RIDICATĂ ÎN / LEVÉE EN 1924, 1928, 1929

SCARA, ÉCHELLE 1:25.000

0 1000 m 1500 m

SITUAŢIA REGIUNII CARTATE IN CADRUL FOILOR TOPOGRAFICE LA SCARA 1:75.000
EMPLACEMENT DE LA RÉGION LEVÉE DANS LE CADRE DES FEUILLES TOPOGRAPHIQUES À L'ÉCHELLE 1:75.000

COMPLEXUL ROCELOR VERZI
COMPLEXE DES ROCHES VERTES

Zona epigabbrourilor. Roce amfibolice cu epidot şi clorită (gabbrouri şi peridotite metamorfozate). Intercalaţiuni de roce verzi porfirogene şi tufogene.
Zone des épigabbros. Roches amphiboliques à épidote et chlorite (roches gabbroïdes et péridotites métamorphisées). Intercalations de roches vertes porphyrogènes et tufogènes.

Zona rocelor verzi porfirogene şi tufogene. Şisturi verzi de diferite nuanţe, cu granulaţie foarte fin (porfire, tufuri, sedimente pelitice).
Zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes. Schistes verts de diverses nuances, à grain fin (porphyres, tufs, sédiments pélitiques).

Zona epigraniteloor şi epidioritelor. Roce gneisice verzi, uneori mai laminate, alteori mai grăunţoase, alternând cu şisturi tufogene.
Zone des épigranites et des épidiorites. Gneiss verts, parfois laminés, parfois grenus, alternant avec des schistes tufogènes.

Roce verzi de aparenţă aglomeratică, epidotizate şi cloritizate
Roches vertes d'apparence agglomératique, épidotisées et chloritisées

TECTONITE
TECTONITES

Filite sătinate (ultramilonitice) verzui şi negricioase
Phyllites satinées (ultramylonitiques) verdâtres et grisâtres

Conglomerate gneisice şi gneise micacee (tip Cârşie)
Conglomérats gneissiques et gneiss micacés (type Cârşie)

Cuarţitele de Tălva Mare, aflate dealungul zonei milonitice
Quartzites de Tălva Mare, le long de la zone mylonitique

Milonitul din Valea Ferendiei (între lacuri)
Mylonite de la Valea Ferendiei (entre les lacs)

Zona milonitică dintre complexul roc verzi şi complexul gneisic "Cârşie"
Zone mylonitique entre le complexe des roches vertes et le complexe gneissique "Cârşie"

I —— Încălecarea complexului gneiselor micacee peste complexul rocelor verzi
Chevauchement du complexe des gneiss micacés sur le complexe des roches vertes

M —— Încălecarea şisturilor cristaline peste Carboniferul superior
Chevauchement du pays cristallin sur le Carbonifère supérieur

Celelalte linii de dislocaţiune nu au fost reprezentate pe această hartă
Les autres lignes de dislocation n'ont pas été représentées

SEDIMENTAR
SÉDIMENTAIRE

CUATERNAR
QUATERNAIRE

Tufuri calcaroase (Valea Măgurii, Ogaşul Buchin)
Tufs calcaires

Aluviu
Quaternaire récent

Diluviu. Terase fluviatile, adesea degradate.
Quaternaire ancien. Terrasses fluviatiles, le plus souvent dégradées.

TERŢIAR (PLIOCEN)
TERTIAIRE (PLIOCÈNE)

Pontian superior. La W: formaţiuni torenţiale, nisipuri şi pietrişuri cu blocuri mari, rotunjite, din rocele fundamentului apropiat. La NE: nisipuri.
Pontien supérieur. A l'W: formations torrentielles, alternances de sables et graviers à grands blocs roulés de roches du soubassement voisin. Au NE: sables.

Idem. Formaţiuni torenţiale cu minereu de fer rulat în cantităţi uneori exploatabile.
Idem. Formations torrentielles contenant des minerais de fer roulés en quantités parfois exploitables.

MESOZOIC
MÉSOZOÏQUE

Tithon-Neocomian. Calcare compacte, adesea recifale, albicioase şi cenuşii.
Tithonique-Néocomien. Calcaire compact fréquemment récifal, blanc, grisâtre.

Dogger. Calcare grezoase şi conglomeratice, cenuşii şi negricioase.
Dogger. Calcaire gris et noir, gréseux et conglomératique.
Dogger (?). Conglomeratele de bază ale calcarelor.
Dogger (?). Conglomérats de base des calcaires.

PALEOZOIC
PALÉOZOÏQUE

Carbonifer superior. Conglomerate şi gresii micacee, câte odată cărbunoase.
Carbonifère supérieur. Conglomérats et grès micacés, parfois charbonneux.

ŞISTURI CRISTALINE
SCHISTES CRISTALLINS

COMPLEXUL GNEISELOR MICACEE
COMPLEXE DES GNEISS MICACÉS

Zona Bocşiţa-Drimoxa. Roce plan-şistoase
Zone de Bocşiţa-Drimoxa. Roches à schistosité plane

Paragnaise. Gneise feldspatice, şisturi micacee, cuarţite; plagioclazii formează de obicei mici porfiroblaste poikilitice.
Paragneiss. Gneiss à feldspath, micaschistes, quartzites; les plagioclases forment généralement de petits porphyroblastes poecilitiques.

Zona Buchin. Roce încreţite. Structura în solzi
Zone de Buchin. Roches plissotées. Structure en écailles

Şisturile muscovitice cu porfiroblaste de clorită şi feldspat sau granat, de pe Valea Măgurii şi Crucul Ciement (cu clorităzi)
Schistes muscovitiques à porphyroblastes de chlorite et de feldspath ou de grenat dans la Valea Măgurii et sur le Crucul Ciement (à chloritoïde)

Fâşii şi lentile de aplite, pegmatite şi gneise injectate uneori glandulare
Bandes et lentilles d'aplites, de pegmatites et de gneiss d'injection parfois glandulaires

Lentile de albitite: aplite formate aproape numai din albită (Ogaşul cu Buret, Ogaşul Mercişag)
Lentilles d'albitite: aplite constituée presqu'exclusivement d'albite

Amfibolite zoisitice, biotitice, de proveniență dioritică (și eclogitică «)
Amphibolites à zoïsite, à biotite, d'origine dioritique (et éclogitique «)

Gneisele granitice violacee din Valea Ferendiei şi granitul plagioclasic verzui, bogat în cuarţ, din Valea Moraviţei, cu corneenele sale de contact
Gneiss granitiques violacés dans la Valea Ferendiei et granite à plagioclases, verdâtre, riche en quartz, dans la Valea Moravița, avec ses cornéennes de contact

Şisturi cristaline hidrotermalizate
Schistes cristallins hydrothermalisés

R——R Direcţiunea profilelor geologice
Direction des coupes géologiques

Direcţiunea şi înclinarea stratelor şi şisturilor
Direction et pendage

Strate şi şisturi verticale
Couches et schistes verticaux

Iviri fosilifere în calcarele mezozoice
Gisements de fossiles dans les calcaires mésozoïques

Blocuri de minereu de fer rulat, provenite din depozitele torenţiale pontiene
Blocs de minerai de fer roulé provenant des dépôts torrentiels pontiens

Cariere şi gropi („tolcere") rămase de pe urma exploatărilor la zi
Carrières et exploitations à ciel ouvert abandonnées

Doline în calcare
Dolines dans les calcaires

Galerii în exploatare
Galeries en exploitation

Puţuri de mină şi galerii părăsite
Puits de mine et galeries abandonnées

Halde („opinii") provenite din exploatări miniere
Remblais d'exploitation minière

Planuri înclinate (Bremsberg)
Plans inclinés

Lac de baraj
Lac de barrage

Poieni
Clairières

Cuptoarele de var dela Coltan
Fours à chaux

AUREOLA DE CONTACT A BANATITELOR
AURÉOLE DE CONTACT DES BANATITES

Skarn. Corneene cu granaţi, diopsidă, epidot, minereuri, ş. a., formate parte din calcarele mezozoice, parte din şisturile cristaline.
Skarn. Cornéennes à grenats, diopsides, épidotes, minerais, etc., formées en partie aux dépens du calcaire mésozoïque et en partie aux dépens des schistes cristallins.

Calcare mezozoice marmorizate
Calcaires mésozoïques marmorisés

Paragneise contactmetamorfice. Gneise şi corneene cu cordierită şi andaluzită (sau pimline), biotită, plagioclas.
Paragneiss métamorphisés au contact. Gneiss et cornéennes à cordiérite, andalousite ou pinite biotite, plagioclase.

Gneise aplitice şi gneise injectate contactmetamorfice cu ortoză şi biotită
Gneiss aplitiques et gneiss d'injection métamorphisés au contact, à orthose et biotite

Andaluzitite cordieritice şi cordieritite andaluzitice
Andalousitites à cordiérite et cordiéritites à andalousite

Cordieritite
Cordiérites

Roce verzi contactmetamorfice. Corneene compacte şi rubanate cu hornblendă verde, diopsid, biotită, plagioclas bazic, titanită.
Roches vertes métamorphisées au contact. Cornéennes compactes et rubanées à hornblende verte, diopside, biotite, plagioclase basique, titanite.

ROCE FILONIENE. ROCHES FILONIENNES.

Nediferenţiate. Non différenciées.

Granodioritporfirite şi dioritporfirite, cenuşii deschise, cenuşii închise, verzui sau negricioase
Porphyres granodioritiques et porphyres dioritiques, gris-clairs, gris foncés, verdâtres ou noirs

Diferenţiate acide. Différenciées acides.

Aplite şi pegmatite
Aplites et pegmatites

Cuarţkeratofire albicioase şi verzui
Kératophyres quartzifères blanchâtres et verdâtres

Cuarţuri hidrotermale, asociate adesea cu keratofire şi granodioritporfirite
Quartz hydrothermaux, associés généralement à des porphyres acides

Diferenţiate bazice. Différenciées basiques.

Lamprofire (malchite, kersantite-minete, odinite, camptonite) cenuşii-verzui, negre, compacte sau cu rare fenocristale
Lamprophyres (malchite, kersantite-minette, odinite, camptonite) gris-verdâtres et noirâtres, compactes ou à phénocristaux rares

Blocuri de odinit diopsidic cu ivinea necunoscută
Blocs d'odinite à diopsides dont l'affleurement est inconnu

BANATITE (CRETACIC SUPERIOR)
BANATITES (CRÉTACÉ SUPÉRIEUR)

ROCE GRĂUNŢOASE
ROCHES GRENUES

Roce granitice (în parte aplitice A), de culoare cenuşie roz, cu grăuntele mărunt şi deseori porfirice
Roches granitiques (en partie aplites A), de couleur gris-rosé, à grain fin et parfois à phénocristaux

Granodiorite de culoare cenuşie deschisă, cu grăuntele mijlociu
Granodiorites de couleur gris-clair, à grain moyen

Granodiorite străbătute de filoane de aplite şi pegmatite
Granodiorites lardées de filons d'aplites et de pegmatites

Granodiorite afectate de fenomene pneumatolitice-hidrotermale
Granodiorites soumises à des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux

Separaţiuni melanocrate: microgranodiorite, microgranogabbrouri, de culoare mai închisă, cu grăuntele mărunt, ceva mai bogate în minerale feromagneziene, uneori porfirice.
Séparations mélanocrates: microgranodiorites, microgranogabbros, de couleur foncée, à grain fin, un peu plus riches en éléments noirs, parfois à phénocristaux.

Granogabbro, gabbro. Apofize de compoziţie şi structuri variate, de culori închise, cenuşii-verzui, brune-verzui, negricioase. Mafitele desvoltate adesea ca fenocristale.
Granogabbros, gabbros. Apophyses de composition et structure variées, de couleur foncée, gris-verdâtre, brun-verdâtre, noirâtre. Parfois l'élément noir en phénocristaux.

ZONA DE CONTACT A BANATITELOR
AURÉOLE DE CONTACT DES BANATITES

Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés

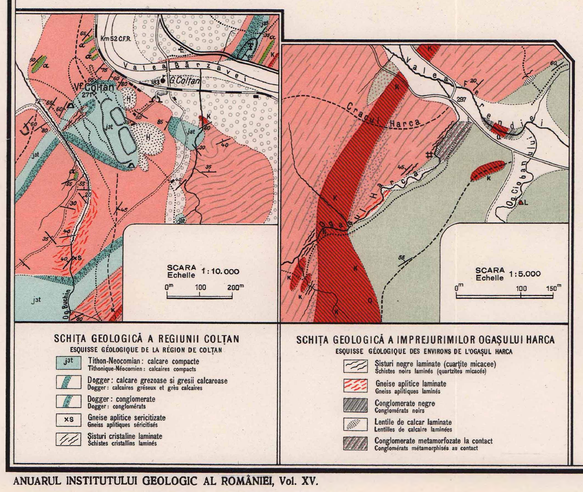
Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate şi cu cuarţuri hidrotermale
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés et des quartz hydrothermaux

Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate şi cu cuarţuri hidrotermale şi cu filoane de aplite şi pegmatite
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés et des quartz hydrothermaux et des filons d'aplites et de pegmatites

Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate şi cu cuarţuri hidrotermale şi cu filoane de aplite şi pegmatite şi cu fenomene pneumatolitice-hidrotermale
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés et des quartz hydrothermaux et des filons d'aplites et de pegmatites et des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux

Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate şi cu cuarţuri hidrotermale şi cu filoane de aplite şi pegmatite şi cu fenomene pneumatolitice-hidrotermale şi cu separaţiuni melanocrate
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés et des quartz hydrothermaux et des filons d'aplites et de pegmatites et des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux et des séparations mélanocrates

Zona cu şisturi cristaline hidrotermalizate şi cu cuarţuri hidrotermale şi cu filoane de aplite şi pegmatite şi cu fenomene pneumatolitice-hidrotermale şi cu separaţiuni melanocrate şi cu granogabbro, gabbro
Zone des schistes cristallins hydrothermalisés et des quartz hydrothermaux et des filons d'aplites et de pegmatites et des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux et des séparations mélanocrates et des granogabbros, gabbros



Des. A.D. HAGIU

M.O. IMPRIMERIA NAŢIONALĂ

Institutul Geologic al României

AL. CODARCEA

PROFILE GEOLOGICE PRIN REGIUNEA OCNA DE FER-BOCŞA MONTANĂ

JUDEŢUL CARAŞ, BANAT

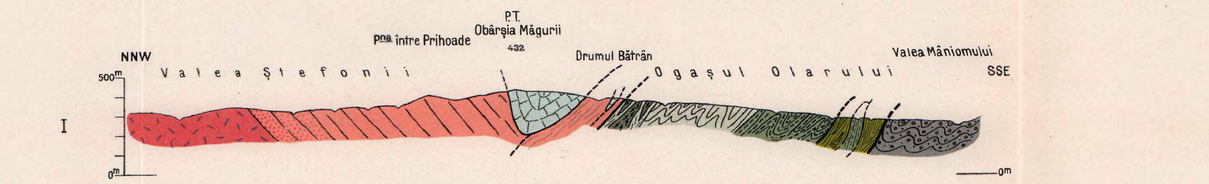
COUPES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION OCNA DE FER-BOCŞA MONTANĂ

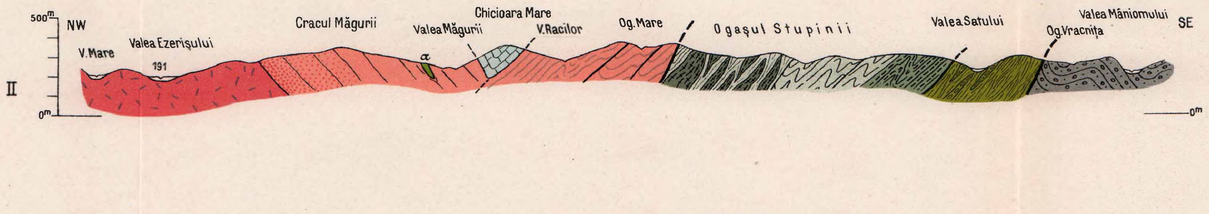
DISTRICT DE CARAŞ, BANAT

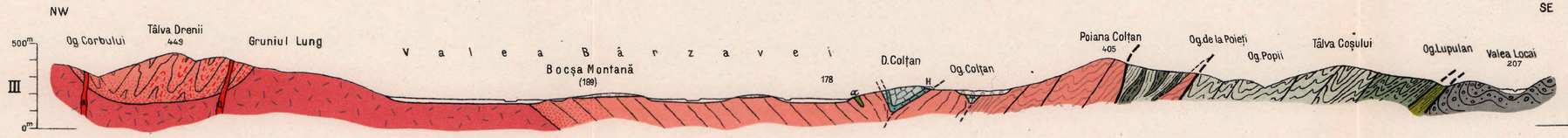
(ROUMANIE)

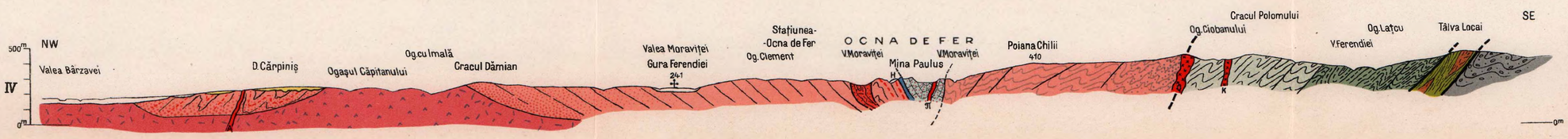
SCARA
ÉCHELLE 1 : 25.000

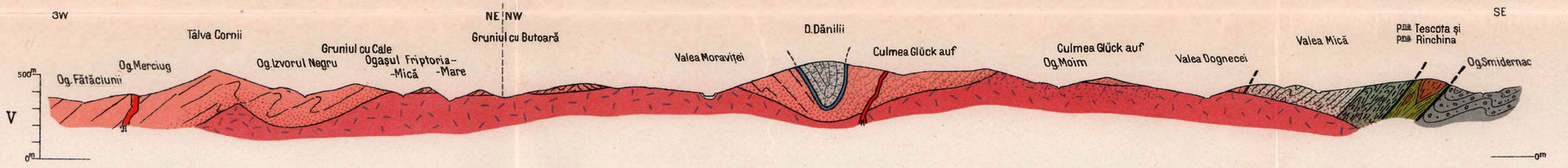
0 1000 1500 m











Des. A. HAGIU

SEDIMENTAR
SÉDIMENTAIRE

- Aluviu — Quaternaire récent
- Diluviu — Quaternaire ancien
- Ponţian superior — Pontien supérieur
- Tithon-Neocomian — Tithonique-Néocomien
- Dogger — Dogger
- Carbonifer superior — Carbonifère supérieur

ŞISTURI CRISTALINE
SCHISTES CRISTALLINS

COMPLEXUL GNEISELOR MICACEE
COMPLEXE DES GNEISS MICACÉS

- Zona Bocşiţa-Drimoxa — Zone de Bocşiţa-Drimoxa — Paragneise
- Zona Buchin — Zone de Buchin — Paragneiss
- Gneise injectate şi aplitice — Gneiss d'injection et aplitiques
- Amfibolite — Amphibolites
- Granitul plagioclasic din Valea Moraviţei şi corneenele sale de contact — Granite à plagioclases dans la Valea Moraviţei et ses cornéennes de contact
- Gneise hidrotermalizate — Gneiss hydrothermalisés

COMPLEXUL ROCELOR VERZI
COMPLEXE DES ROCHES VERTES

- Zona epigabbrourilor — Zone des épigabbros
- Zona rocelor verzi porfirogene şi tufogene — Zone des roches vertes porphyrogènes et tufogènes
- Zona epigranitelor şi epidioritelor — Zone des épigranites et des épidiorites

ZONA MILONITICĂ
ZONE MYLONITIQUE

- Filite satinate ultramilonitice — Phyllites satinées ultramylonitiques
- Conglomerate gneisice laminate (tip Cârşie) — Conglomérats gneissiques laminés (type Cârşie)
- Cuarţitele de Tâlva Mare — Quartzites de Tâlva Mare

BANATITE
BANATITES

- Roce granitice, în parte aplitice — Roches granitiques, en partie aplites
- Granodiorite — Granodiorites
- Granodiorite afectate de fenomene pneumatolitice-hidrotermale — Granodiorites soumises à des phénomènes pneumatolytiques-hydrothermaux
- Roce filoniene — Roches filoniennes
  - π Granodioritporfirite şi dioritporfirite — Porphyres granodioritiques et porphyres dioritiques
  - A. Aplite şi pegmatite. Aplites et pegmatites
  - K. Cuarţkeratofire. Kératophyres quartzifères
  - Q. Cuarţuri hidrotermale. Quartz hydrothermaux

AUREOLA DE CONTACT
AURÉOLE DE CONTACT

- Skarn. Corneeană cu granaţi, diopside, epidoţi, minereuri, ş. a. — Skarn. Cornéenne à grenats, diopsides, épidotes, minerais, etc.
- Calcare mezozoice marmorizate — Calcaires mésozoïques marmorisés
- Paragneise contactmetamorfice — Paragneiss métamorphisées au contact
- Roce verzi contactmetamorfice — Roches vertes métamorphisées au contact
- H Halde provenite din exploatări miniere — Remblais d'exploitation minière
- Linii de dislocaţiune — Lignes de dislocation

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI, Vol. XV.

M.O. IMPRIMERIA NAŢIONALĂ

Institutul Geologic al României

FORMAȚIUNILE SILURIENE DIN MALUL ROMÂNESC AL NISTRULUI

(CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA PALEOZOICULUI DIN BASINUL MOLDO-PODOLIC)

DE

TH. VĂSCĂUȚANU

INTRODUCERE

In literatura geologică e cunoscut de mult faptul că activitatea erozivă a Nistrului și afluenților săi, a scos la iveală formațiuni paleozoice de sub strate geologice mai noui.

Acestea se întâlnesc astăzi răspândite în Podolia polonă, ajungând la N până la Tarnopol, la W până la linia Usciecko-Trembovlia, la E trec dincolo de Zbrucz în Podolia ucraineană, de unde se întind apoi spre N, până la Tarnaruda și spre E până la Jampol. In Moldova se întind pe malul Nistrului și văile afluente, începând de lângă cotul dela Cerlina și până la granița polono-română din Bucovina.

Intreg teritoriul ocupat de aceste formațiuni a rămas de mult timp împărțit între două state vecine, astfel că studiile făcute până în prezent asupra lor poartă caracterul monografiilor regionale, autorii mărginindu-se numai la porțiunea ce aparținea țării lor.

Rezultatul este că nici astăzi cineva nu se poate orientă liber în stratigrafia formațiunilor paleozoice din ambele sectoare podolice, depuse desigur în unul și acelaș basin. Se simțeà deci nevoia de a se urmări aceste formațiuni pe-deantregul, și în special modificările de facies pe care le sufăr stratele sincronic depuse în diverse puncte mai distanțate ale basinului. Din acest punct de vedere, condițiunile cele mai avantajoase le prezintă astăzi România, căreia îi aparține tot malul paleozoic al Nistrului, care nu este decât un profil natural, aproape în lungul întregului basin paleozoic, întins de altfel pe teritoriul podolic polon și ucrainean.

Institutul Geologic al României

Faptul acesta a fost motivul principal, care l-a determinat pe d-l I. SIMIONESCU, fostul meu profesor, să mă îndemne la studiul formațiunilor paleozoice din malul românesc al Nistrului.

Lucrarea prezentată este rezultatul studiilor pe teren și în laborator, începute din anul 1925. Drept bază au servit fauna și observațiunile adunate personal în repetatele excursiuni, în lungul malului românesc al Nistrului, cu însărcinarea și ajutorul material al Institutului Geologic al României și al Laboratorului de Geologie și Paleontologie dela Universitatea din Iași [1]). M'am servit de sine înțeles și de studiile înaintașilor mei cari, în treacăt sau special, s'au ocupat de problemele stratigrafice sau paleontologice ale formațiunilor paleozoice din Basinul Podolic.

Studiul a fost conceput după următorul plan: în primul rând am căutat să redau cât de complet cele cunoscute dela cercetătorii anteriori. Am dat oarecare întindere acestei părți și datorită faptului că cea mai mare parte din literatura corespunzătoare e publicată în limbile slavone, mai greu accesibile geologilor români, și mai ales că unele din lucrările mai vechi au devenit rarități bibliografice.

Lucrarea propriu zisă a fost împărțită în patru părți; în prima parte am descris caracterele petrografice, succesiunea și fauna stratelor paleozoice, așà cum au fost observate de mine pe teren. Pentru o mai lesnicioasă orientare în aceste chestiuni am căutat să dau alături de descriere și o reprezentare grafică a profilelor precum și fotografiile luate la fața locului, despre care se vorbește în text.

In a doua parte am analizat caracterele litologice și faunistice ale diverselor orizonturi, în comparație cu formațiunile din alte regiuni din Europa. Scopul fundamental pe care mi-am propus să-l urmăresc în această parte, a fost să clarific condițiunile fizico-geografice în care s'au desvoltat formele cuprinse în diferite orizonturi cât și modificările suferite de către asociațiunile biologice, în legătură cu variațiunile acestor condițiuni.

Pentru determinarea momentului geologic în care s'a diferențiat fauna orizonturilor corespunzătoare, am căutat să mă servesc nu numai de fosilele conducătoare, stabilite pentru formațiunile din regiunile clasice, ci considerând întregul ansamblu biologic al unui orizont, împreună cu mediul fizic dedus, am căutat apoi echivalentul corespunzător printre formațiunile din alte regiuni din Europa, potrivite după facies și regim paleogeografic.

---

[1]) Materialul studiat se află în colecțiile Laboratorului de Geologie și Paleontologie dela Universitatea din Iași, iar o parte — colecția de stromatoporide și bryozoare — la Laboratorul de Paleontologie dela Universitatea din București.

Institutul Geologic al României

In partea a treia am dedus caracterele paleogeografice bazat atât pe faptele observate cât și pe datele adunate din literatura geologică de până acum.

Ultima parte a lucrării a fost consacrată studiului formelor biologice, caracteristice diverselor orizonturi, după metodele paleontologice obișnuite.

Fără îndoială că lucrarea de față nu e completă și prezintă mai multe neajunsuri; nu atât pentru a le justifică, cât pentru a prevenì pe viitorii cercetători, țin să amintesc că cercetările geologice în zona Nistrului sunt anevoioase.

Mai întâiu paza frontierei cere un regim anumit care numai favorabil excursiunilor nu e; îndeplinirea formalităților, lichidarea conflictelor cu soldații de pază și jandarmii rurali, îți răpesc adesea mult din timpul consacrat studiului pe teren.

Ducerea la sfârșit a acestei lucrări este în bună parte datorită oamenilor și instituțiilor de știință din țară și străinătate.

In primul rând mă simt dator să mărturisesc o deosebită recunoștință profesorului meu d-l I. Simionescu, sub conducerea directă a căruia am lucrat până în momentul când s'a despărțit de Laboratorul dela Iași. Pentru deosebita grijă ce a purtat pentru mine, căutând să înlăture din calea mea toate piedicile pe care le întâmpinam în cursul acestui studiu, îi închin această modestă contribuție.

Părinților și soției mele, cari scutindu-mă de obligațiile ce le aveam față de ei, mi-au dat posibilitatea și mai mult timp liber pentru studii, le sunt adânc recunoscător.

Rămân îndatorat Academiei Române, căci numai ca bursier al Fundației Adamachi am putut folosì bogatele colecțiuni din Praga, după cum tot cu ajutorul dat de Academie am putut vizità și cercetà colecțiunile din Polonia. D-lui L. Mrazec, fost director al Institutului Geologic al României, îi mulțumesc din tot sufletul pentru ajutorul material acordat în mai multe rânduri, în vederea excursiunilor.

D-lui profesor R. Kettner dela Universitatea Carol din P r a h a, d-lui dr. I. Koliha, custode al Barrandeum-ului, în laboratorul cărora am lucrat timp de aproape doi ani, cât și d-lui dr. O. Kodym, geolog-șef la Institutul Geologic al Republicei Cehoslovace, le mulțumesc din inimă pentru atenția și bunăvoința ce mi-au arătat în timpul studiilor mele în țara lor ospitalieră.

Mulțumesc deasemenea d-lui profesor R. Kozlowski dela Universitatea din Varșovia, pentru bunăvoința de a-mi fi permis cercetarea unor forme studiate de d-sa din formațiunile gotlandiene din Podolia polonă, cât și pentru indicațiunile bibliografice prețioase.

Institutul Geologic al României

Colegilor din laboratorul dela Iași, cari au binevoit să-și ia asupra lor partea de lucru pe care o datoram laboratorului, timp cât am studiat în străinătate, le mulțumesc cordial.

D-lui profesor S. ATHANASIU și d-lui dr. ȘT. CANTUNIARI, geolog șef al Institutului Geologic al României, le aduc sincerele mele mulțumiri pentru înlesnirile date în legătură cu tipărirea acestei lucrări.

Laboratorul de Geologie și Paleontologie
dela Universitatea din Iași.
Iunie, 1930

Institutul Geologic al României

ISTORIC

Formațiunile paleozoice din Basinul Moldo-Podolic atrag atenția geologilor încă din prima perioadă a desvoltării stratigrafiei ca știință. Astfel PUSCH (100—102) și după el LILL-DE-LILIENBACH (75), consideră aceste formațiuni ca fiind « de tranziție » (Uebergangsgebirge).

In 1841 G. v. BLÖDE (18) primul aplică acestor formațiuni din Podolia, terminologia introdusă de curând de MURCHISON, considerându-le ca fiind siluriene [1]).

Cu lucrările lui E. EICHWALD începe, de fapt, perioada eroică în desvoltarea cunoștințelor noastre asupra faunei și stratigrafiei formațiunilor din Basinul Moldo-Podolic. Lucrările din această perioadă prezintă deja o mai mare valoare științifică, cele mai multe fiind indispensabile și astăzi încă, pentru cunoașterea mai deaproape a formațiunilor.

In 1846, E. EICHWALD (39—41) distinge, în formațiunile paleozoice din Ucraina, trei orizonturi deosebite din punct de vedere petrografic: 1. gresii, 2. șisturi argiloase și 3. orizontul superior calcaros. Din ultimul orizont, el descrie vreo 40 de resturi animale, pe baza cărora conchide la echivalența lor cu stratele superioare din Dago și Oesel. Gresiile inferioare și șisturile argiloase le consideră sincronice formațiunilor calcaroase, punându-le alături de « grauer Sandstein » din Suedia [2]).

Sincronismul între faciesul calcaros, fosilifer, desvoltat în Vestul Podoliei și între stratele argiloase dela Est, rămâne mult timp drept adevăr stabilit, de care se ține seamă și în lucrările de mai târziu.

In « Geology of Russia », MURCHISON pomenește numai că formațiuni siluriene se întâlnesc și în valea Nistrului. Insă în traducerea rusă a lucrării citate dela 1849 (94), se vorbește despre o scrisoare a lui MURCHISON prin care acesta anunță că KEYSERLING a văzut la Viena colecția de fosile a profesorului KNER, adunate din formațiunile paleozoice din valea galițiană a Nistrului, care l-a convins că formațiunile acestea din Galiția sunt fără îndoială devoniene.

---

[1]) Amendamentul: « Wohl vielmehr dem devonischen System » dela pagina 511, MALEWSKIJ îl atribue lui BRONN și nu lui BLÖDE.

[2]) Astfel de comparațiune decurge din concepția particulară pe care o avea EICHWALD asupra diviziunii Sistemului Silurian a lui MURCHISON.

Institutul Geologic al României

In 1862 F. RÖMER (108) emite părerea că formațiunile paleozoice din Podolia reprezintă echivalentul etajului Wenlock și Ludlow din Anglia.

Ceva mai târziu C. MALEWSKIJ (93) reiă studiul formațiunilor paleozoice din Podolia, confirmând, printr'un studiu mai amănunțit al faunei, părerea lui RÖMER; el a susținut și ideia lui EICHWALD asupra sincronismului formațiunilor calcaroase fosilifere din partea de Vest a Podoliei cu șisturile argiloase împreună cu gresiile, desvoltate în partea estică a regiunii.

Descrierea amănunțită a stratelor cât și bogatul material paleontologic pe care l-a adunat, face ca lucrarea lui MALEWSKIJ să fie de o valoare științifică reală. Acest autor descrie 118 specii fosile colectate în stratele paleozoice din malurile Nistrului și afluenților podolici. Analizând formele descrise, în comparație cu fauna stratelor analoage din Anglia, el arată că mai mult de jumătate din fauna podolică corespunde celei de Wenlock și numai 1/3 aparține etajului de Ludlow. De acì ajunge la concluzia că, în formațiunile paleozoice din valea Nistrului, stratele de Wenlock sunt reprezentate complet, pe când cele de Ludlow numai în parte. Totodată el susține imposibilitatea de a stabilì vreo limită între aceste două etaje din Podolia, din cauza asemănărilor petrografice ale stratelor și evoluției gradate a faunei în condițiuni de sedimentare neîntreruptă.

Paralelizând formațiunile paleozoice din Podolia cu cele din Bohemia și regiunile nordice, MALEWSKIJ ajunge la convingerea că Basinul paleozoic Moldo-Podolic prezentà legături faunistice strânse cu cel anglo-baltic și numai legături mai îndepărtate cu Basinul Bohem și în general cu zona mediterană.

In intervalul anilor 1873—75 F. SCHMIDT (117—119) publică o serie de lucrări cu privire la fauna și stratigrafia formațiunilor paleozoice din Galiția polonă și Podolia.

El arată mai întâiu greșelile făcute de MALEWSKIJ în determinarea unor forme, apoi neagă imposibilitatea de a separà stratele de Ludlow de cele de Wenlock; la urmă însă, recunoaște totuș, că o limită tranșantă între aceste două formațiuni este greu de stabilit. In Podolia, după părerea acestui autor, stratele de Ludlow predomină; începând dela Socol se întind până la gura Netzlavci sub un facies calcaros, caracterizat prin:

Pentamerus galeatus
Rhynchonella nucula
Lucina prisca
Chonetes striatella
Fistulipora decipiens
Syringopora reticulata
Labechia conferta
Stromatopora.

SCHMIDT consideră aceste strate ca echivalente celor mai superioare orizonturi din Gotland și Özel. Formațiunile de Wenlock sunt mai slab reprezentate. Partea superioară a acestor strate apare între Grinciuc și Socol fiind caracterizată prin:

Institutul Geologic al României

Encrinurus punctatus *Orthis rustica*
Bumastus barriensis *Chonetes striatella.*

Intre Studenitza și Kitajgorod apar stratele cele mai inferioare de Wenlock, echivalente stratelor de Djupvic din Gotland și St. Iohanis din Özel, fiind caracterizate prin:

Leptaena transversalis *Orthis biloba*
Pentamerus linguifer *Spirifer trapezoidalis.*
Orthis elegantula

Orizonturi analoage stratelor din Podolia ucraineană, SCHMIDT găsește și în cea polonă; astfel stratele din valea Netzlavei le consideră echivalente celor dela Studenitza și Kitajgorod.

Acest autor a fost de părere de a se mări răspândirea verticală a stratelor de Ludlow din Galiția, pe socoteala gresiilor roșii cu placodermi, socotite de PUSCH (102) și BARBOT DE MARNY ca devoniene. Părerea o bazează pe faptul că în formațiunile din Özel, în strate neîndoelnic siluriene superioare, se întâlnesc *Cephalaspide*.

In ce privește șisturile negre și gresiile din partea estică a Podoliei ucrainiene, admite și el sincronismul lor cu stratele fosilifere dela Vest.

Spiritul profund analitic a lui SCHMIDT, autoritatea lui ca un bun cunoscător al faunei și stratigrafiei formațiunilor paleozoice din regiunea baltică, au făcut ca schema stratigrafică stabilită de el pentru formațiunile paleozoice din basinul Nistrului, să servească drept schiță fundamentală, la care cercetările de mai târziu n'au adăugat decât detalii.

Lucrările lui F. SCHMIDT stimulează activitatea geologilor galițieni, cari încep a manifestă un interes deosebit pentru problemele de stratigrafie a stratelor paleozoice din basinul Nistrului.

Mai întâiu D. STUR (110—111) elaborează o nouă schemă stratigrafică a formațiunilor din Galiția, indicând 6 orizonturi, deosebit. caracterizate din punct de vedere petrografic și paleontologic.

Apoi AL. v. ALTH (2) caută să sistematizeze succesiunea și raporturile între diversele orizonturi din întregul Basin Moldo-Podolic, servindu-se pentru aceasta, în special, de datele publicate de EICHWALD și MALEWSKIJ [1]).

In cuprinsul întregului Basin Moldo-Podolic ALTH distinge:

1. Gresii și șisturi argiloase răspândite în valea Nistrului între Moghilew și Uschitza.

2. Calcare bituminoase compacte, răspândite în împrejurimile Kamenetz-Podolsckji, Zvanetz, Studenitza, Kitajgorod, Dumanow, Scala, Guseatin, etc.

3. Calcare marnoase cenușii. Strate de Borszczow.

[1]) ALTH nu cunoștea publicația lui SCHMIDT (118), deși aceasta apăruse anterior.

Institutul Geologic al României

4. Șisturi argiloase verzui cu intercalațiuni de calcar cristalin, din valea Netzlava și Sereda.

5. Șisturi argiloase brune și gresii roșii sau verzui din împrejurimile localităților Zaleszczyki și Dobrovleany.

Primele două orizonturi sunt răspândite, după autor, numai în Ucraina, iar restul rămân proprii sectorului galițian.

Totodată ALTH aduce și contribuțiuni paleontologice importante, descriind mai multe forme necunoscute până la el.

In 1899 apare o lucrare importantă pentru stratigrafia formațiunilor de care ne ocupăm, datorită lui W. SZAJNOCHA (112) .Acest autor, după ce face o analiză critică a părerilor vechi asupra modului de succesiune a stratelor paleozoice din Galiția, propune o nouă bază stratigrafică pentru această regiune; el împarte formațiunile siluriene din această regiune, în patru orizonturi.

Deasupra formațiunilor siluriene în Podolia polonă se așternu gresii roșii devoniene, sub care urmează:

1. Strate de Ivanie desvoltate în malurile Nistrului în regiunea Zaleszczyki și compuse la partea superioară din calcare roșietice șistoase, șisturi argiloase puțin roșietice sau verzui, iar la bază din șisturi negricioase cu intercalațiuni zonare de calcar negru compact. Drept caracteristică paleontologică, citează:

Pteraspis podolicus
Pterygotus problematicus
Leperditia tyraica
Beyrichia podolica
Primitia oblonga
Orthonota solenoides
Tentaculites ornatus
Orthoceras, *Cyrthoceras*, etc.

2. Strate de Czortkow, compuse din șisturi negricioase, brune sau verzui și calcare argiloase stratificate cu:

Tentaculites ornatus
Pterinea retroflexa
Spirifer podolicus n. sp. (in lit.)
Rynchonella seredica n. sp. (in lit.)
Strophomena filosa
Orthoceras, *Ostracoda*.

3. Strate de Borszczow, caracterizate prin o serie de calcare negricioase, semicristaline și șisturi argiloase verzui din care citează:

Spirifer nieclavensis n. sp. (in lit.)
Rhynchonella nieclavensis n. sp. (in lit.)
» *borealiformis* n. sp.(in lit.)
Orthis lunataeformis n. sp. (in lit.)
Strophomena subeuglypha n. sp. (in.lit.)
Leptaena Althii n. sp. (in lit.) etc.
Orthis podolica n. sp. (in lit.).

4. Stratele de Scala formează orizontul paleozoic cel mai inferior în regiunea galițiană. El este compus din strate de calcar în alternanță cu strate argiloase. Fauna acestui orizont este caracterizată prin abundența coralilor și compusă din următoarele specii:

Institutul Geologic al României

Syringopora bifurcata — *Rinchonella subcuneata* n. sp. (in lit.)
Favosites Forbesi — *Spirifer rutheniensis* n. sp. (in lit.)
Heliolites Murchisoni — *Dalmania caudata.*
Calymmene Blumenbachii, etc.

Orizonturile acestea corespund după autor celor 4 subdiviziuni ale etajului Ludlow din Anglia.

Szajnocha admite cum că diversele orizonturi din cuprinsul Basinului Moldo-Podolic au o răspândire zonară; el crede că se întâlnesc orizonturi tot mai noi, cu cât ne vom deplasà mai mult spre partea de NW a basinului. Astfel el indică drept limită geografică între stratele de Scala și cele de Borszczow, valea Zbrutschi; Netzlava și Sereda servesc ca limită de răspândire pentru ceilalți doi termeni stratigrafici. După această concepțiune, la Est de Zbrutschi, nu se găsesc răspândite decât stratele de Scala sau altele mai vechi.

W. Teisseyre (139) aduce, mai târziu, acestui principiu, câteva modificări care nu contrazic în fond concepțiunea lui Szajnocha asupra răspândirii orizontale a unităților stratigrafice, din basinul paleozoic moldo-podolic.

Lucrările lui P. Wienjukow (151—152) aduc contribuțiuni însemnate la fauna și stratigrafia formațiunilor paleozoice din regiunea podolică. Având la dispoziție un bogat material paleontologic, adunat în colecțiunile laboratorului de geologie dela Universitatea din Kiev, el a avut posibilitatea să cunoască mai complet fauna formațiunilor studiate.

Wienjukow cunoaște din orizonturile calco-marnoase paleozoice din Podolia-ucraineană 170 specii fosile; pe multe din ele le descrie amănunțit. Făcând cunoștință de aproape cu variațiunile faunistice în strate, acest autor ajunge la concluzia că formațiunile din Podolia se pot divide în 3 orizonturi deosebite ca vârstă și răspândire.

Cel mai inferior, desvoltat în malul Nistrului între Studenitza și Kitajgorod, este caracterizat prin strate de calcar compact și șisturi argiloase, cu următoarele forme proprii orizontului:

Bilobites biloba — *Atrypa Thisbe*
Strophomena antiquata — *Rhynchonella Davidsoni*
Atrypa cordata — *Pentamerus linguiferus*
» *imbricata* — » *podolicus* n. sp. etc.
Atrypa Barrandei.

Al doilea orizont începe în malul Nistrului dela Wrublewtsy și se întinde până la Zbrutschi. El se deosebește puțin din punct de vedere petrografic de orizontul precedent, aceleași calcare stratificate în alternanță cu strate marnoase sau argiloase, se întâlnesc și în acest orizont. Din punct de vedere paleontologic se deosebește prin abundența coralilor. Ca forme tipice orizontului, Wienjukow citează următoarele:

Institutul Geologic al României

Cyathophyllum articulatum
» *podolicum* n. sp.
» cfr. *vermiculare*
Cystiphyllum cylindricum
Rhizophyllum gotlandicum.
Omphyma turbinata
Spirifer Schmidti
» *bragensis* n. sp.
Orthoceras pseudoimbricatum n. sp.
Rhynchonella cuneata, etc.

Orizontul al treilea, superior, după cum remarcă WIENJUKOW, nu se poate delimită așà de clar ca cele două precedente. In linii generale, el a observat diminuarea numărului coralilor și creșterea numerică a brachiopodelor. Formele cari nu se întâlnesc, după autor, decât în stratele paleozoice superioare din Podolia sunt:

Acervularia ananas
Spirifer Thetidis
» *robustus*
Pentamerus Sieberi var. *rectifrons.*
Rhynchonella nimpha
» *Hebe*
Beyrichia inornata
Scaphaspis obovatus?

Toate aceste trei orizonturi « sunt strâns legate între ele, fiind rezultatul unei sedimentări neîntrerupte în unul și acelaș basin, astfel că fauna lor nu prezintă deosebiri tranșante », după cum subliniază autorul. Raporturile unităților stratigrafice, deosebite de WIENJUKOW în Podolia, cu formațiunile analoage din alte părți ale Europei, sunt redate în următorul tablou, citat de autor:

Anglia	Gotland	Böhem.	Ural	Galiția	Podolia
		Ff_2	Calc. de Bogoslowsk, Sist. metamorf. și quarțite.		
Upp. Ludlow.	h. Cephalop. u. Stromatopor. Schicht.	Ff_1		Str. de Ivanie.	Oriz. 3. Satanow, Dumanow, Nieghin, stratele super. dela Kamenetz-Podolsk.
	g. Megalom.-Bänke	Ee_2			
Aymestry Limestone.	f. Crinoid. u. Koralen-Kalk.			Str. de Czortkow.	
Low. Ludlow.	e. Pterygotus-Schicht.			Str. de Borszczow.	Oriz. 2. Zvanetz, Braga, Kam.-Podol., Orynin, Mukscha.
Wenlock Limestone	d. Kalk. u. oolith-Bänke m. mergel			Str. de Skala.	
Wenlock Schale.	c. Mergelschief. u. Sandstein.	Ee_1			Oriz. 1. Studenitza, Kjtajgorod.

WIENJUKOW mai admite că stratele cele mai superioare din Podolia cuprind forme de tipul formațiunilor « hercynice ».

Institutul Geologic al României

Unul dintre punctele stabilite de acest geolog, este că a confirmat bănuiala lui TSCHERNYSCHEW (144) asupra existenței legăturii paleogeografice între Basinul Bohem și cel uralic. WIENJUKOW a presupus că legătura între aceste două basinuri se făceà prin intermediul celui moldo-podolic, în fauna căruia găsim elemente specifice ambelor provincii.

In ce privește formațiunile paleozoice din partea estică a Podoliei, autorul acesta pomenește, numai în treacăt, că șisturile negre cu fosforite și gresiile din sectorul estic trebuesc considerate, în cea mai mare parte, sincronice formațiunilor calcaroase dela Vest.

J. SIEMIRADZKI (113—115), prin o serie de lucrări, a căutat să demonstreze că părerea celor care admit răspândirea regională a diverselor unități stratigrafice în cuprinsul Basinului Moldo-Podolic este greșită. El neagă cu desăvârșire acest principiu, susținând că în orice parte a basinului găsim aproape întreg complexul paleozoic dela Cambrian până la Devonian inclusiv.

Termenii stratigrafici deosebiți de SZAJNOCHA în formațiunile din Galiția, îi consideră drept variațiuni faciale diferențiate într'un singur moment geologic. Pentru el, stratele de S c a l a sunt un facies coralier, cel de B o r s z c z o w - de brachiopode, iar stratele de C z o r t k o w n'ar fi decât faciesul de cephalopode și lamellibranchiate al unuia și aceluiaș etaj.

Concepțiunea lui SIEMIRADZKI asupra stratigrafiei formațiunilor paleozoice din Basinul Moldo-Podolic este rezumată în următoarea schemă, elaborată de autor:

Stratele paleozoice cele mai vechi din valea Nistrului sunt: 1. Arcozele verzi nefosilifere răspândite între I a m p o l și K a l j u s i k.

Urmează apoi în ordinea stratigrafică:

2. Șisturi argiloase violete cu fosforite, la fel nefosilifere, răspândite în valea Nistrului până aproape de Studenitza.

« Vârsta arcozelor și șisturilor argiloase din valea Nistrului nu este cunoscută... analogia cu formațiunile din regiunea Swietykrzyż lasă de bănuit că în cazul lor avem de a face cu formațiuni cambriene sau siluriene inferioare » (115, p. 40).

3. Calcarele și șisturile argiloase măslinii sau verzui, răspândite dela L i a d a v a din Podolia și până la F i l i p c o w i e t z și B o r s z c z o w în Galiția, cuprind o faună echivalentă etajului de Wenlock și orizonturilor *b-c* ale lui LINDSTRÖM din Gotland; se caracterizează prin: *Rastrites Linnaei*, *Bilobites biloba*, *Leptaena transversalis*, *Strophomena antiquata*, *Platyceras cornutum*, *Lingula Lewisi*, *Orthis hybrida*, *Strophomena rhomboidalis*, *Spirifer elevatus*, *Cyrtia exporrecta*, *Pentamerus galeatus*, *Atrypa reticularis*, *Glassia compressa*, *Whitefeldia tumida*, *Hallia mitrata*, *Favosites Gotlandica*, *Halysites catenularia*, *Heliolites interstincta*, etc.

4. Orizontul cu corali, tipic desvoltat în văile S m o t r i t s c h, M u c s z a, I w a n i e și Z b r u t s c h i, în regiunea B o r s z c z o w din Galiția, e

Institutul Geologic al României

reprezentat prin o variațiune facială compusă din șisturi argiloase sure cu *Orthis hybrida*, *O. canaliculata*, etc.

Fauna acestui orizont corespunde, după autor, stratelor de Wenlock Limestone din Anglia și orizontului *d* din Gotland.

5. Calcare negre semicristaline cu crinoizi, cuprinzând pe unele locuri și *Eurypterus Fischeri*; aceleași calcare în valea Zbrutschi cu *Gomphoceras pyriforme*, *Leperditia tyraica* și *Glassia obovata*. In faciesul de Czortkow, acestui orizont îi aparțin stratele inferioare cu *Orthonota solenoides*, iar la Zaleszczyki stratele cu *Pterygotus*.

6. Calcarele superioare cu corali și stromatopore. In faciesul de Borszczow, acestui orizont îi aparțin șisturile argiloase cu *Spirifer Bragensis*; în cel de Czortkow - calcare inferioare cu *Beyrichia*.

Aceste strate sunt caracterizate, în cea mai mare parte, prin o faună de ostracode, cephalopode, corali și bryozoare și corespund orizontului *f* din Gotland și la Aymestry limestone din Anglia.

7. Orizontul cu *Beyrichia* și *Tentaculites*, reprezentat în partea de răsărit a Podoliei polone prin șisturi argiloase sure cu intercalațiuni de strate subțiri de calcar cu *Waldheymia podolica* n. sp. și *Tentaculites*. La Borszczow, orizontul descris se prezintă sub un facies de calcar marnos cu *Pterinea Danbyi*. In regiunea Czortkow și Zaleszczyki, acestui orizont îi corespund stratele cu *Orthoceras podolicum* și lamellibranchiate.

8. Orizontul de tranziție între Silurian și Devonian. In partea de răsărit a basinului, orizontul acesta este reprezentat prin strate cu *Strophomena Studenitzae* Wien.

Fauna acestui orizont corespunde după autor cu Passage beds din Anglia și orizontului *h* din Gotland.

9. Orizontul cu *Pteraspis rostratus* Ag., reprezentat în regiunea Zaleszczyki prin șisturi argiloase roșietice sau sure cu intercalațiuni de calcar, formează primele depozite devoniene inferioare. Deasupra acestor strate urmează cele devoniene mijlocii, reprezentate în Galiția prin gresiile roșii cu Placodermi și șisturile cu *Cucullella tenuiarata*, iar în Podolia ucraineană prin stratele superioare dela Kamenetz-Podolskji.

Paralel cu contribuțiile stratigrafice, Siemiradzki a făcut și studii prețioase asupra faunei formațiunilor paleozoice din partea galițiană a Basinului Moldo-Podolic.

F. Stronski (116) descrie, în formațiunile de lângă Borszczow, câteva forme comune cu orizontul *F* din Bohemia, pe baza cărora confirmă concepțiunile lui Siemiradzki asupra prezenței Devonianului în stratele din Podolia polonă.

W. Lascarew (78) a studiat formațiunile geologice din Volhynia și partea NW a Podoliei ucrainene. El constată în această parte și prezența orizontului al III-lea al lui Wienjukow, care nu fusese semnalat anterior. In consecință

Institutul Geologic al României

autorul consideră tot complexul paleozoic din partea NW a Ucrainei ca silurodevonian. Cu privire la gresiile și șisturile argiloase din partea vestică a Podoliei, i se pare că «părerea obișnuită asupra sincronismului stratelor șistogresoase cu cele calcaroase, corespunde mai mult adevărului» (78, p. 591).

Prof. S. ATHANASIU (14) începe seria de observațiuni, făcute și de români asupra formațiunilor paleozoice din valea Nistrului. El comunică un profil dela Crisceatec, făcând o scurtă descriere a formațiunilor din malul bucovinean al Nistrului.

J. PREMIK (107) a studiat recent Bryozoarele adunate din formațiunile paleozoice din Polonia și Ucraina în colecțiunile lui ALTH, BIENIASZ și SZAJNOCHA. E de regretat că la multe din formele studiate nu se cunoaște precis, sau chiar de loc, localitatea și orizontul de unde provin, astfel că valoarea stratigrafică a studiului e mică.

W. ZYCH (160) a studiat în 1927 peștii placodermi, proveniți din stratele paleozoice superioare din Galiția. Acest autor constată că orizontul cel mai inferior cu pești (orizontul cu *Pteraspis Sturi* ALTH), trebuie echivalat cu Passage-Beds din Anglia. Gresiile roșii dela Zaleszczyki le consideră devoniene. In general, acest autor admite posibilitatea de a se putea distinge, în stratele cu pești din Podolia polonă, 5 orizonturi ce reprezintă întregul sistem devonian.

TH. VĂSCĂUȚANU (148—150) comunică câteva note răzlețe asupra formațiunilor paleozoice din malul românesc al Nistrului. In 1929 face cunoscut existența în Basinul Moldo-Podolic și a stratelor ordoviciene fosilifere.

I. PRELIPCEANU (106) găsește «urme de valuri» în gresiile roșii din malul bucovinean al Nistrului, considerate devoniene.

In intervalul când autorul acestei lucrări studia la Muzeul Național din Praga fauna paleozoică din malul românesc al Nistrului, profesorul R. KOZLOWSKI dela universitatea din Varșovia a întreprins revizuirea brachiopodelor gotlandiene din Podolia polonă. Rezultatul acestui studiu a dat prilej autorului să publice, la sfârșitul anului trecut, o interesantă monografie asupra brachiopodelor din formațiunile mai sus amintite (60).

Partea cea mai voluminoasă și mai interesantă a lucrării lui KOZLOWSKI este cea paleontologică, unde autorul descrie amănunțit în ordinea filogenetică, speciile și variațiunile de brachiopode studiate. După metodele și procedeele întrebuințate pentru acest studiu, lucrarea merită să fie pusă drept exemplu de studii paleontologice de acest gen. Se remarcă însă că, pe câtă vreme unele forme studiate au fost lăsate de autor să oscileze cât de aproape de principiile biologice generale, care determină variațiunile morfologice ale viețuitoarelor în natură, altele au fost oprite la mici variațiuni individuale, pentru a fi declarate specii și varietăți noui. Cu toate acestea, lucrarea pomenită rămâne totuș o contribuție valoroasă la cunoașterea faunei formațiunilor gotlandiene din Podolia polonă; descrierea amănunțită a formelor, cât și numeroasele schițe și fotografii, redau

Institutul Geologic al României

clar caracterele morfologice ale faunei brachiopode, punând la îndemâna specialiștilor un prețios material pentru comparațiuni și deduceri stratigrafice.

Lucrarea, deși mărginită în cadrele unui studiu paleontologic, prezintă interes și din punct de vedere stratigrafic, cu atât mai mult, cu cât autorul a sacrificat prima parte a lucrării deducerilor stratigrafice, bazate pe evoluția și răspândirea verticală a brachiopodelor. In această parte descrie caracterele litologice și particularitățile faunistice ale stratelor gotlandiene din Podolia polonă, deosebind următoarele unități stratigrafice: I. Etajul de Skala, II. Et. de Borszczow și III. Et. de Czortkow.

Etajul de Skala, nivelul gotlandian cel mai inferior în Podolia polonă, se compune, după KOZLOWSKI, din trei orizonturi; unitatea cea mai vastă ca răspândire verticală și orizontală, și care dealtfel compune aproape în întregime acest etaj, sunt «calcarele de Skala», sau calcarele cu corali și stromatoporide. In acest orizont autorul localizează 18 specii de brachiopode, din care următoarele 8 sunt cunoscute și în formațiunile din alte părți din Europa: *Camarotoechia nucula* (SOW.), *Spirifer (Delthyris) elevatus* (DALM.), *Protathyris didyma* (DALM.), *Rhynchospirina Baylei* (DAV.), *Camarotoechia Wilsoni* (SOW.), *Sieberella* cf. *galeata* (DALM.), *Spirifer (Crispella) crispus* (HIS.), *Atrypella prunum* (DALM.).

Mai departe autorul arată că în malul polon al Nistrului, între localitățile Dzwinogrod și Wolkowce, deasupra calcarelor de Skala urmează strate marnoase de culoare gri-deschisă, care se deosebesc de orizontul subjacent și prin o ușoară variațiune faunistică. Caracterele particulare ale stratelor pe care le numește «marne de Dzwinogrod», autorul le explică prin o ușoară scufundare a basinului marin după sedimentarea calcarelor de Skala. Din acest orizont descrie 19 forme de brachiopode din care 9 au mai fost întâlnite de autor și în Calcarele de Skala, iar restul se compune din forme comune altor orizonturi mai superioare, afară de *Conchidium* sp., *Daya navicula* și *Prothathyris infantile* n. sp., care sunt proprii acestei formațiuni.

La o distanță mai mare de valea Nistrului, mai spre N, în valea râușorului Tajna, KOZLOWSKI deosebește și un al treilea orizont, asemănător din punct de vedere petrografic cu marnele de Dzwinogrod, cu care prezintă și 6 forme de brachiopode comune. Restul formelor sunt comune: 7 cu calcarele de Skala și 9 cu etajul următor, având ca forme proprii: *Atrypa reticularis* var. *tajnensis* n. var., *Rhynchospirina Siemiradzkii* n. sp., și *Stenochisma Althi* n. sp. Raportul acesta dintre elementele faunistice, îl duce pe autor la concluzia că stratele de Tajna formează orizontul cel mai superior al etajului de Skala, totodată indicând zona de tranziție spre etajul următor.

Toate aceste trei orizonturi, care compun după autor o singură unitate stratigrafică — etajul de Skala — sunt echivalate după fauna brachiopodelor cu stratele de Aymestry din Anglia. Din numărul total de 34 forme de

Institutul Geologic al României

brachiopode, mai mult decât jumătate provin din calcarele de Skala, care de altfel sunt și orizontul cel mai vast și mai fosilifer din tot etajul. Cu toate acestea, este curios că asupra aprecierii vârstei întregului etaj au avut influență hotărîtoare formele *Daya navicula* și *Conchidium* sp., apropiat, după autor, de C. *Knighti*, localizate excluziv în marnele de Dzwinogrod, formațiune care ia parte cu totul neînsemnată la compunerea și caracteristica etajului.

Etajul următor — de Borszczow — se caracterizează, după Kozlowski, prin marne și calcare șistoase, care la partea superioară a etajului sunt înlocuite de șisturi marnoase cu intercalațiuni subțiri calcaroase. Formațiunea are o răspândire verticală vastă, ajungând la o grosime totală evaluată de autor la 60—100 metri. Se găsește răspândit în malul polon al Nistrului între localitățile Olchowiec și Sinkow, și mai departe spre N — în valea Nietzlava până la Szmankowce. Caracteristica paleontologică principală o formează brachiopodele, care se întâlnesc în număr și variațiuni mai mari ca în orice alte formațiuni gotlandiene studiate de autor. Din acest etaj, autorul a studiat 45 forme de brachiopode din care 87,8% sunt pentru prima oară introduse în știință și numai 10 cunoscute și în alte regiuni din Europa. Acestea din urmă sunt: *Camarotoechia* (*Wilsonia*) *tarda* (Barr.), *Leptaena emarginata* (Barr.), *Camarotoechia carens* (Barr.), *Scenidium Lewisi* (Dav.), *Dalmanella Gervillei* (Defr.), *Bilobites bilobus* (L.), *Schizocrania striata* (Sow.), *Merista passer* (Barr.), *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Camarotoechia* (*Wilsonia*) *Wilsoni* (Sow.).

Fiindcă formele acestea se întâlnesc în mai multe nivele gotlandiene din alte regiuni din Europa, unele chiar în Devonian, pentru aprecierea vârstei acestui etaj, autorul a renunțat la metodele obișnuite, comparative cu formațiunile din alte regiuni, mărginindu-se numai la raporturile stratigrafice pe care le prezintă această formațiune față de unitățile megieșe. Admițând vârsta ludloviană miljocie pentru etajul de Skala, cel de Borszczow este considerat de Kozlowski ca imediat următor și echivalent stratelor ludloviene superioare din Anglia; totodată, admite ca probabilă și prezența unor orizonturi downtoniene, la partea superioară a etajului.

Ultimele strate gotlandiene din Podolia polonă compun etajul de Czortkow; acesta cuprinde toate depozitele marine superioare, acoperite de gresiile roșii cu placodermi. Din punct de vedere petrografic, este caracterizat prin șisturi argiloase de culoare sură-verzue, fin stratificate și întrerupte de intercalațiuni calcaroase subțiri. Fauna se compune din ostracode, pelecypode, cephalopode, bryozoare, pești și brachiopode. Brachiopodele, după cum remarcă autorul, sunt reduse ca număr și variațiuni și cu totul insuficiente pentru deduceri stratigrafice. Autorul a întâlnit în acest etaj 13 forme de brachiopode din care numai una singură (*Camarotoechia tarda* [Barr.]), se întâlnește și în alte regiuni din Europa; restul sunt forme noui, din care 7 au mai fost semnalate de autor și în etajul de Borszczow. Bazat pe abundența

Institutul Geologic al României

tentaculiților în stratele inferioare ale etajului descris, KOZLOWSKI paralelizează acest orizont cu șisturile cu tentaculiți de Méricourt din Nordul Franței. Partea superioară a etajului, care după autor se caracterizează prin abundența ostracodelor, pelecypodelor, peștilor și unde se întâlnesc și urme de *Pterygotus*, este paralelizată cu stratele de Temeside shales a Downtonianului superior din Anglia.

Concepțiunile stratigrafice ale lui KOZLOWSKI se apropie mult de schema elaborată, în cea mai mare parte, de SZAJNOCHA și care până în prezent n'a suferit decât mici modificări și înterpretări. KOZLOWSKI, însă, nu recunoaște individualitatea stratelor de Iwanie, considerate de SZAJNOCHA drept formațiuni de tranziție spre gresiile roșii cu placodermi, după cum și etajul de Skala în înțelesul acestui autor, capătă o noțiune mai largă ca stratele de Skala ale lui SZAJNOCHA.

BIENIASZ a separat din stratele de Borszczow, sub denumirea de marne de Dzwinogrod, un orizont considerat de tranziție între acestea și cele de Skala. KOZLOWSKI a împărțit această formațiune între ambele etaje megieșe, din care o parte a fost înglobată în etajul său de Skala ca un orizont aparte, sub denumirea veche de marne de Dzwinogrod, și altul superior stratele de Tajna.

Ca și SZAJNOCHA, TEISSEYRE și alții, acest autor susține răspândirea regională zonară a formațiunilor paleozoice din Basinul Podolic.

Asupra rezultatelor stratigrafice ale studiului brachiopodelor gotlandiene din Podolia polonă, KOZLOWSKI se pronunță textual în felul următor: « Comme la présente étude embrasse seulement les brachiopodes, elle ne permet d'émettre qu'une opinion provisoire sur la position, dans l'échelle chronologique générale, des faunes successives contenues dans les dépôts siluriens de la Podolie polonaise. Cela d'autant plus que sur 73 espèces et variétés de brachiopodes ici décrites 50 environ correspondent à des formes nouvelles, inconnues en dehors de la Podolie. L'utilisation d'autre groupes d'animaux des faunes podoliennes pour les fins stratigraphiques ne sera pas possible avant qu'ils ne soient consciencieusement revisés » (60, p. 15).

Institutul Geologic al României

PARTEA I-A

DESCRIEREA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN MALUL ROMÂNESC AL NISTRULUI

In partea aceasta vom urmări progresiv dela Sud spre Nord, ordinea de succesiune, caracterele petrografice și faunistice ale stratelor paleozoice, după cum au fost observate atât în malul Nistrului cât și în cel al văilor afluente sau în alte deschideri accesibile observațiunilor directe.

Din motive metodice, valea Nistrului o vom împărți în trei sectoare, caracterizate prin formațiuni mai mult sau mai puțin deosebite ca faună și constituție petrografică.

Sectoarele acestea sunt:

1. Porțiunea din valea Nistrului cuprinsă între punctul Cerlina (jud. Soroca) și gura râușorului Resteu (jud. Hotin).

2. Sectorul cuprins între gura Resteului și localitatea Ruhotin (jud. Hotin).

3. Sectorul bucovinean al văii Nistrului.

CAPITOLUL I

FORMAȚIUNILE PALEOZOICE DIN VALEA NISTRULUI RĂSPÂNDITE ÎNTRE LOCALITATEA CERLINA (JUD. SOROCA) ȘI GURA RESTEULUI (JUD. HOTIN)

Mergând în sus pe valea Nistrului, primele indicii de formațiuni paleozoice le întâlnim la cotul de lângă Cerlina. Dejà MALEWSKIJ (93) observase că există în acest punct o mică insulă paleozoică, ce apare izolată de sub formațiunile mesozoice, pe o suprafață de vreo 500 m. Proeminează puțin deasupra nivelului actual de eroziune și este compusă la bază din strate de gresie cuarțoasă, acoperite de șisturi argiloase verzi. Stratele sunt slab înclinate spre SW, iar stratul superior argilos îndoit în cute neregulate.

Dela Cerlina spre Vest, până la Soroca, nu mai întâlnim în malul Nistrului formațiuni paleozoice, acestea fiind scoborîte sub nivelul actual de eroziune.

La Soroca ies din nou deasupra nivelului de eroziune strate de formațiuni paleozoice neînsemnate ca grosime. Orașul propriu zis este despărțit de mahalaua Bujărăuca prin o vale adâncă a unui râușor, cunoscut în

Institutul Geologic al României

partea locului sub numele de Racovăț. Stratele cele mai de bază ale malului acestui râușor sunt argile verzi, fine, șistoase cu pete ruginii, care nu se ridică mai mult de un metru deasupra nivelului apei.

Mult mai complet desvoltată găsim această formațiune câțiva km. mai la N de Soroca, lângă Cosăuți. Acì, sunt ridicate deasupra nivelului actual de eroziune atât stratele paleozoice cât și substratul cristalin, peste care se așternaceste strate în Basinul Moldo-Podolic.

Deasupra nivelului apei, în malul românesc al Nistrului lângă Cosăuți, se ridică un massiv mic de granit de tipul «*Rapakiwi*». Prezintă o structură zonară, după care se dezagregă în coji concentrice și este format din cristale mari de cuarț, ortoclaz și biotit; natura feldspatului determină culoarea roșie caracteristică acestui tip de granit. Roca nu este omogenă peste tot, nici ca culoare nici ca constituție. Acestui massiv de granit este datorit barajul natural al Nistrului, cunoscut ca «Pragurile dela Cosăuți» sau «Pragurile Nistrului» (Fig. 1).

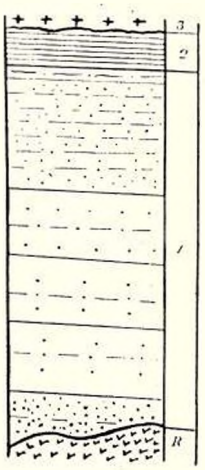


Fig. 1. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul românesc al Nistrului lângă Cosăuți, jud. Soroca

R. Granit Rapakiwi. 1. Gresii cuarțoase, mai fine la partea superioară. 2. Șisturi argiloase verzi. 3. Depozite cretacice

La succession des couches paléozoïques dans la rive du Dniester près Cosăuți, dép. Soroca

R. Granite Rapakiwi. 1. Grès quartzeux, plus fins à la partie supérieure. 2. Schistes argileux verts. 3. Dépôts crétacés

1. Deasupra granitelor se așterne la Cosăuți un strat de vreo 15 m. grosime de gresie sură în care, după constituție, se pot distinge două zone. La partea superioară elementele constitutive sunt mai mărunte și mai slab cimentate, iar stratificația este accentuată prin prezența unor zone paralele verzui sau ruginii. Stratele inferioare sunt formate din firișoare mai mari de cuarț, printre care se intercalează altele de ortoclaz și microclin, mai rar fluturași de biotit. Cimentul rocei este cuarțos, prezentându-se la microscop ca firișoare sau cruste de cuarț ce se înterpun printre firele de natură clastică și de care se deosebesc prin o altă orientare optică.

2. Deasupra acestor gresii, la cota de 60 m. nivel absolut, se așternargile verzi șistoase, fine, unsuroase la pipăit, cari se desprind în plăci de câțiva cm. grosime, uneori cu pete ruginii la suprafață.

In unele locuri găsim, înglobate în aceste argile, cristale mărunte de gips sau eflorescențe sulfuroase, întinse pe suprafețele de contact între strate. Grosimea argilelor nu trece de 2—3 m. în acest punct.

Institutul Geologic al României

Urme de viață în ambele aceste orizonturi, n'am întâlnit. La contact cu argilele, gresiile prezintă fenomenul de « rippelmarks ».

3. Urmează apoi depozitele cretacice.

Ceva mai sus de Cosăuți, între Tătărauca-Nouă și Balinți, observăm o ușoară schimbare în constituția petrografică a stratelor paleozoice din malul Nistrului.

Succesiunea stratelor în acest punct este următoarea:

1. La bază găsim un strat de gresie sură, compusă din fire de cuarț, variate ca mărime și din care unele ating mărimea unui bob de mazăre.

2. Orizontul acesta trece pe nesimțite în stratul de vreo 10 m. grosime de gresie sură, mai fină.

3. Mai sus se poate distinge o zonă de gresie cu fire mărunte de cuarț și fluturași de mică. Zona aceasta e cam de ½ m. grosime și se deosebește de restul stratelor mai mult după culoarea sa mai deschisă.

4. Urmează apoi un orizont de gresie fină argiloasă,

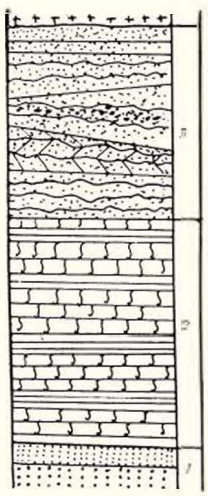


Fig. 2. — Succesiunea stratelor paleozoice în râpa din capătul estic al târgușorului Atachi (jud. Soroca)

1. Gresie cuarțoasă grosieră « granit » și gresie fină. 2. Șisturi argiloase verzi. 3. Gresie șistoasă cu stratificația încrucișată.

La succession des couches paléozoïques dans le ravin de l'extrémité Est du bourg d'Atachi, dép. de Soroca

1. Grès quartzeux à grains grossiers et grès fins. 2. Schistes argileux verts. 3. Grès schisteux à stratification croisée

stratificată, gălbuie sau verzuie în unele locuri și răspândită pe o grosime de vreo 3 m.

5. La partea superioară a profilului găsim un strat de 8—10 m. grosime, format din gresie fină, fără amestec de element argilos, sură la culoare.

6. Complexul de strate gresoase este acoperit de un strat de argilă verde șistoasă cu pete roșii sau violete, care atinge ca grosime 5—6 m.

Deasupra se așternstratele cretacice.

Caracterul petrografic al stratelor paleozoice este ceva mai complicat lângă târgușorul Atachi, jud. Soroca (Fig. 2).

In capătul de E al târgușorului, în o vale îngustă însă profundă a unui afluent al Nistrului, observăm următorul profil:

1. La bază iese la iveală, cam vreo 2—3 m. deasupra nivelului de eroziune, bancuri de gresie sură, în care se pot distinge două orizonturi, deosebite ca duritate și mărime a elementelor componente. Orizontul inferior, cunoscut în terminologia tehnică a pietrarilor din partea locului ca « granit », este format din o gresie cuarțoasă cu firele mașcate, strâns lipite cu un ciment de cuarț

Institutul Geologic al României

secundar. Gresia e foarte dură și nu crapă decât în blocuri angulare cu marginile tăioase; al doilea orizont, superior, este format din un banc de gresie cu fire mărunte de cuarț și feldspat; acesta din urmă e de obiceiu caolinizat, din care cauză firișoarele de cuarț se desprind mai ușor unul de altul, roca devenind mai puțin dură.

2. Urmează apoi o succesiune de 15 m. grosime, compusă din strate regulate de șisturi argiloase verzi ce alternează cu altele brune, gălbui, violete sau cu șisturi fine argiloase, verzui (vezi Pl. I, Fig. 1). In diferite zone variază atât gradul de șistozitate cât și duritatea rocei. Roca predominantă e argilă compactă vărgată (vezi Pl. V, Fig. 2) sau brună stratificată în bancuri de ½ m. grosime, care nu clivează, dând spărturi concoidale.

In alte zone roca e mai șistoasă și mai argiloasă, putând fi lesne clivată în plăci subțiri până la 1 cm. și mai puțin, cu fețele perfect paralele.

3. Peste aceste șisturi argiloase policolore, se așterne o gresie șistoasă neregulat stratificată (Pl. I, Fig. 2).

La partea inferioară găsim o zonă formată din gresie fină vânătă cu structură încrucișată, cuprinzând pe suprafața stratelor urme de tipul « hieroglife ».

Urmează apoi o zonă compusă din un complex de gresii argiloase, micacee, stratificate în strate subțiri cu structură curbicorticală, din care se pot desprinde cruste cu suprafețele neregulat vălurate. Tot în acest orizont găsim zone neregulat intercalate, compuse din elemente rotunjite, plisate sau lenticulare, de o constituție petrografică la fel cu a gresiilor argiloase în care sunt incluse, din care cauză roca prezintă aspectul de conglomerat cu elementele omogene.

In afară de aceasta, deseori găsim la suprafața stratelor din acest orizont urme de insolație sub forma unui smalț de uscare sau urme de valuri (Pl. V, Fig. 1).

In orizontul acesta sunt frecvente impresiunile unor forme lungărețe cu contur aproape regulat eliptic, variind ca dimensiune între 10 cm. lungime 3 cm. lățime (Pl. V, Fig. 3).

Dacă pornim pe valea Nistrului dela târgușorul Atachi spre Vest, vom observă îndată că formațiunile paleozoice sufăr schimbări radicale, din punct de vedere al constituției petrografice. La Naslavcea, de exemplu, localitate îndepărtată numai cu 5 km. spre Vest, valea Nistrului capătă înfățișarea unei văi de munte, unde formele de eroziune prezintă contururi exagerate și pante abrupte. Coastele acestei văi sunt formate din strate paleozoice până la cota de 115 m. nivel abs., ridicându-se cu 50—55 m. deasupra nivelului Nistrului. Pe toată această grosime, roca predominantă sunt niște șisturi gri-închise sau cafenii, fin stratificate.

Succesiunea stratelor paleozoice în acest punct este următoarea (Fig. 3):

1. Stratele de bază sunt în cea mai mare parte acoperite cu depozite voluminoase de grohotiș; sunt însă puncte recent desgolite de către torenți unde

Institutul Geologic al României

se observă că la baza întregei formațiuni se așternu gresii șistoase, neregulat stratificate, alternând cu marne puțin gresoase policolore sau vărgate. Orizontul acesta trece mai sus în șisturi argiloase gri-întunecate, violete sau cafenii, și atinge o grosime de 15—20 m.

2. Deasupra urmează șisturi argiloase brune sau cafenii pronunțat șistoase și așezate în strate ca filele în carte (Pl. I, Fig. 3).

La partea superioară a orizontului descris, care atinge o grosime până la 30 m., se întâlnesc numeroase concrețiuni sferice de fosforite, concrețiuni mamelonate de tipul « Cone-in-Cone » sau « Tutenmergel » (Pl. VII, Fig. 3—4).

Concrețiunile de fosforite sunt rotunde; variază ca mărime dela 1 cm. până la 20 cm. în diametru și se întâlnesc, sau neregulat răspândite, sau aglomerate și cimentate în cuiburi de mărimi și formă variată (Pl. VI, Fig. 1—3).

O altă particularitate a orizontului descris este că în unele zone șisturile sunt impregnate cu o substanță brună bituminoasă. Zonele acestea sunt numai de câțiva cm. grosime și se prezintă mai mult sub forma de lentile subțiri, care se pierd repede lateral. Asemenea intercalațiuni

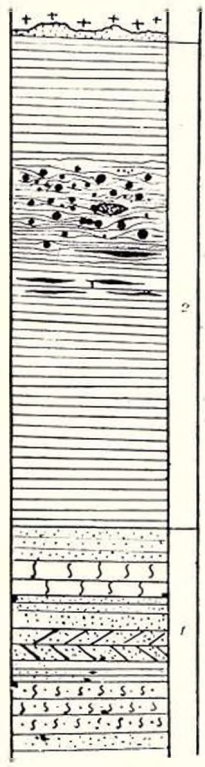


Fig. 3. — Succesiunea stratelor paleozoice la N a s l a v c e a
1. Gresii șistoase și marne gresoase policolore. 2. Șisturi argiloase brune și concrețiuni de fosforite

La succession des couches paléozoïques à N a s l a v c e a
1. Grès schisteux et marnes gréseuses polycolores. 2. Schistes argileux bruns à concrétions de phosphorites

se întâlnesc la nivele deosebite însă apropiate, la partea de jos a orizontului cu fosforite, atât la N a s l a v c e a cât și la V e r e j e n i. Roca ce formează aceste intercalațiuni este marnoasă, compactă, prezintă uneori o stratificație foarte fină, aproape microscopică. E brună la culoare sau neagră; lovită cu ciocanul dă spărturi concoidale și nu clivează. Suprafața proaspătă a rocei prezintă un luciu mat sidefos, când razele de lumină cad sub un anumit unghiu pe ea. Dacă încălzim bucăți potrivit de subțiri, desprinse din această rocă, la flacăra unui bec, ea se aprinde și arde cu o flacără gălbuie, lungă, fumegândă, răspândind un miros pronunțat de petrol ars.

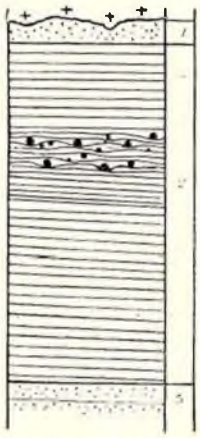
La partea superioară șisturile din acest orizont sunt acoperite de un strat subțire de gresie în cea mai mare parte erodată și dezagregată.

În stratele descrise, urmele de viețuitoare sunt rare, iar cele întâlnite sunt de cele mai multe ori problematice, sau starea lor de păstrare nu permite

Institutul Geologic al României

recunoașterea speciei. In orizontul superior cu fosforite am găsit un fragment de cranidin care pare a fi aparținut unui *Asaphus* și impresiunea unor thaluri dycotomic ramificate. In intercalațiunile de marne bituminoase am găsit o aglomerație de câteva brachiopode, probabil lingulide sau obolide, printre care se pot descifrà și urmele unor gasteropode, toate acestea fiind strivite și deformate.

Sunt numeroase și bine păstrate formele microscopice, înglobate în marnele bituminoase mai sus descrise. Pe secțiuni microscopice se observă prezența unor corpuscule figurate, globulare sau ovale, de 0,15—0,5 mm. în diametru, care dealtfel se pot distinge și cu lupa pe suprafețele proaspete ale rocei, unde apar sub forma unor proeminențe sau depresiuni mici globulare. După toate probabilitățile, acestea sunt forme de alge de tipul *Glaeocapsomorpha prisca*, descrisă de ZALESKY (158) din «Kuckersitul» din Esthonia.



Dela Naslavcea și până la Neporotova, malul românesc al Nistrului este împădurit și greu accesibil pentru cercetări geologice. Insă se observă bine în malul podolic abrupt, aceeaș succesiune de strate ca și la Naslavcea, până aproape de Neporotova.

Fig. 4. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului la Neporotova

1. Gresie friabilă. 2. Șisturi negre cu fosforite. 3. Gresie cuarțoasă

La succession des couches paléozoïques à Neporotova

1. Grès friable. 2. Schistes noirs à phosphorites. 3. Grès quartzeux

In apropiere de această din urmă localitate, se poate distinge următoarea succesiune a stratelor paleozoice (Fig. 4):

1. Sub formațiunile cretacice găsim un strat de gresie friabilă și dezagregată de vreo 2 metri grosime.

2. Urmează apoi seria de șisturi negre sau cafenii cu fosforite la partea superioară și aceleași caractere petrografice ca și cele dela Naslavcea.

Orizontul acesta atinge la Neporotova 25—30 m. grosime.

3. La baza profilului găsim din nou un strat de gresie cuarțoasă, acoperită în cea mai mare parte de grohotiș și care nu pare a se ridică mai mult de 2 m. deasupra nivelului apei.

Urmărind desvoltarea complexului de strate paleozoice spre W. de Neporotova, observăm că odată cu scăderea treptată în grosime a complexului paleozoic, se schimbă și constituția petrografică a stratelor. Dispar mai întâiu fosforitele, iar șisturile argiloase brune, bituminoase, capătă din ce în ce tot mai multe intercalațiuni de gresii șistoase. Pe suprafața stratelor de șisturi grezoase încep a se întâlni din nou «hieroglife»,

Institutul Geologic al României

urme de valuri și impresiuni ovale de tipul celor descrise din stratele superioare de lângă Atachi, jud. Soroca.

Odată cu aceasta reapare deasemenea, pe unele zone, atât structura încrucișată a stratelor cât și stratificația neregulată curbicorticală.

Astfel, în apropiere de Cormani observăm profilul de mai jos (Fig. 5):

1. Sub stratele cretacice găsim o zonă de gresie cenușie fină, stratificată regulat pe o grosime de vreo 4 metri.

2. Urmează apoi o zonă de gresii fine, șistoase, neregulat stratificate, prezentând o structură curbicorticală.

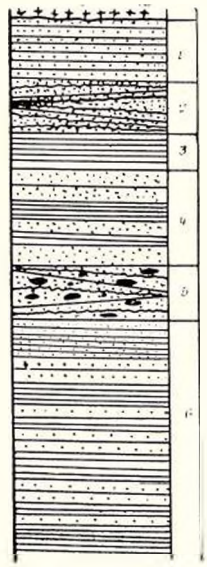


Fig. 5. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului de lângă Cormani, jud. Hotin

1. Gresie cenușie fină. 2. Gresie șistoasă neregulat stratificată. 3. Șisturi argiloase bituminoase. 4. Alternanță de șisturi brune și gresii. 5. Șisturi cu stratificația încrucișată și concrețiuni lenticulare. 6. Alternanță de gresii șistoase și șisturi argiloase

La succession des couches paléozoïques près Cormani, dép. de Hotin

1. Grès gris fin. 2. Grès schisteux irrégulièrement stratifiés. 3. Schistes argileux bitumineux. 4. Alternance de schistes bruns et de grès. 5. Schistes à stratification croisée et à concrétions lenticulaires. 6. Alternance de grès schisteux et de schistes argileux

In această zonă de vreo 3 m. grosime, roca clivează în cruste subțiri cu suprafețele neregulate, prezentând pe suprafețe «hieroglife» și smalțuri de insolație.

3. Urmează apoi șisturi fine argiloase, brune, bituminoase, micacee, regulat stratificate, clivând în foi foarte subțiri cu fețele perfect paralele. Acestui orizont, care nu trece de 2 m. grosime, îi urmează mai jos:

4. O alternanță de șisturi nisipoase brune, micacee cu gresii bine stratificate în strate mai groase; grosimea orizontului descris e de vreo 4 m.

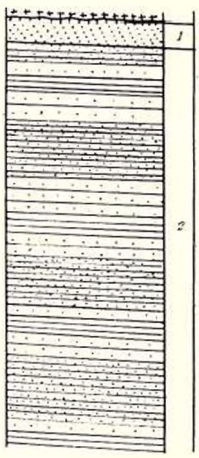
5. Urmează mai departe o zonă de vreo 2—3 m. grosime de șisturi gresoase întunecate, încrucișat stratificate, prezentând din loc în loc intercalațiuni sub forma de lentile, constituite din același element arenaceu micaceu.

6. La baza profilului găsim o alternanță de gresii fine șistoase, sure sau vinețiu și șisturi argiloase fine, brune întunecate, micacee și stratificate regulat pe o grosime de 10—12 m. (Pl. I, Fig. 4).

Mai la Vest de Cormani, începând de lângă Moldova, structura geologică a regiunii se complică și mai mult. In o râpă afluentă Nistrului, cunoscută în partea locului sub denumirea de «râpa lui Martin», putem urmări profilul următor (Fig. 6):

Institutul Geologic al României

1. Imediat sub stratele cretacice urmează un banc, aproape de un metru grosime, de gresie fină roșcată, cuarțoasă. Gresia este destul de dură, se sfarmă cu greu în blocuri cu contur neregulat, și cuprinde impresiuni lăuntrice și externe de viețuitoare, din care, printre cele colectate de mine, au putut fi recunoscute următoarele:



Orthis calligramma virgata Sow.
Plectambonites cfr. *transversalis* (Wahl.)
Temnodiscus accola Ko.
Sinuites sp.
Strophomena sp.

Fig. 6. — Succesiunea stratelor paleozoice în râpa lui M a r t i n de lângă Molodova

1. Gresie cuarțoasă roșietică fosiliferă. 2 Alternanță de șisturi gresoase și șisturi argiloase, brune sau verzi

La succession des schistes paléozoïques dans le ravin de M a r t i n près Molodova

1. Grès quartzeux rougeâtre fossilifère. 2. Alternance de schistes grèseux et argileux bruns ou verdâtres

2. Urmează apoi o alternanță de șisturi gresoase micacee gri-închise sau vinețiu, cu șisturi argiloase, puțin arenacee, micacee și ele, brune sau verzui. Orizontul acesta formează aproape în întregime profilul citat, atingând o grosime de 20—25 m. In toată grosimea aceasta a depozitelor, eu n'am întâlnit decât urme problematice de viață.

In «râpa lui A n d r e i c u», din capătul estic al satului Molodova, găsim aceeaș succesiune de strate, cu deosebire că stratul superior de gresie atinge deja o grosime de vreo 4 m.; e grosolan stratificată, mai deschisă la culoare și mai fosiliferă. Ca pretutindeni, nu găsim decât impresiunile formelor, mai rar resturi scheletice și aceasta numai în zonele unde gresia e mai dură, silicifiată (Pl. II, Fig. 1).

Din acest punct am colectat:

Strophomena Assmussi Vern.
» *retroflexa* Salt.
» *corrugatella* Dav.
» *imbrex* Dav.
Favosites fibrosa Mc. Coy.
Esthonipora communis Basl.
Platystrophia biforata fissicostata Mc. Coy.
» *chama* Eichw.
Dalmanella testudinaria (Dalm.)
Orthis calligramma virgata Sow.
Holopea reticulata n. sp.
Chasmops maximus Schm.
» *marginatus* Eichw.
Lichas Eichwaldi Nieszk.
» *affinis* Ang.
» *laciniatus* Wahl.
Platylichas cicatricosus Low.
» *planifrons* (Ang.).
» sp.
Calymmene pulchra Beyr.

Institutul Geologic al României

Sinuites bilobatus (Sow).
Temnodiscus accola Ko.
Dawsonoceras annulatum (Sow.)
Scholites sp.
Holopea simplex Ko.

In «Râpa Satului», dealtfel o vale profundă a unui râușor afluent Nistrului, la gura căreia e așezată clădirea școlii din Molodova, se vede că stratele cretacice se așternd de data aceasta peste:

1. Strate de marnă calcaroasă verde-murdară, puțin nisipoasă la partea inferioară, regulat stratificată în strate subțiri, în unele locuri șistoasă (Pl. III, Fig. 1).

In aceste strate am întâlnit:

Wilsonia Davidsoni (Mc. Coy.)
Atrypa reticularis L.
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Bilobites biloba L.
Dinorthis cf. porcata grandis Portl.
Strophomena sp.
Dawsonoceras annulatum (Sow.)
Calymmene aff. *tuberculata* Brün.
Orthis sp.

Grosimea stratelor descrise în acest punct nu trece de 2 m; le urmează:

2. Gresii fine, cuarțoase, dure, de culoare sură, puțin roșcată pe unele zone și stratificate în bancuri de aproape un metru grosime. Gresiile sunt fosilifere peste tot; în special formele sunt mai aglomerate la limita dintre strate, pe aceste zone predominând urme tubuloase, încolăcite, de tipul «hieroglife» și urme, probabil de viermi (Pl. V, Fig. 4). Restul formelor sunt mai mult sau mai puțin uniform răspândite în toată grosimea stratelor.

Din gresiile acestea am adunat:

Thalograptus aff. *ramulus* Öpic.
Favosites fibrosa Mc. Coy.
Palaeocystites bessarabianum n. sp.
Scholites sp.
Esthonipora communis Bassl.
Strophomena imbrex Dav.
Platystrophia biforata fissicostata Mc. Coy
» *chama* Eichw.
Orthis calligramma virgata Sow.
Streptelasma europaea Roem.
Thecia confluens Eichw.
Modiolopsis incrassata Eichw.
Sinuites bilobatus (Sow).
Murchisonia rudis Ko.
Temnodiscus accola Ko.
Strophomena Assmussi Vern.
» *corrugatella* Dav.
» *retroflexa* Salt.
Dalmanella testudinaria (Dalm.).
» *elegantula* (Dalm.)
Holopea simplex Ko.
Chasmops maximus Schm.
» *marginatus* Schm.
Lichas Eichwaldi Nieszk.
Platylichas cicatricosus Low.
Calymmene pulchra Beyr.
Illaenus Roemeri Volb.
» *angustifrons depressa* Holm.
și entroce de crinoidee.

Grosimea totală a gresiilor descrise e de vreo 3 m.

3. Urmează apoi vreo 20—30 m. de șisturi fine gresoase micacee, întunecate, întrerupte cu zone subțiri de șisturi argiloase fine, deasemenea micacee,

Institutul Geologic al României

brune sau albăstrui. In orizontul acesta n'am întâlnit decât urme indescifrabile de viață.

In imediata apropiere, la Est de Molodova, în o vale afluentă Nistrului, se află adăpostit cătunul P o l i v a n o v J a r. In locurile unde coastele acelei văi sunt surpate de torenți, se observă următoarea succesiune a stratelor (Fig. 7):

1. In unele puncte formațiunile cretacice se așternd direct peste gresii, în altele între acestea se interpun strate de marne argiloase verzui sau de o culoare cenușie murdară, șistoase și stratificate neregulat. Printre cele din urmă se găsesc intercalațiuni de strate subțiri calcaroase, în unele locuri compacte, cristaline, de o culoare mai închisă. In aceste strate am întâlnit:

Cyrtia exporrecta (WAHL.)
Wilsonia Davidsoni (MC. COY)
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Bilobites bilobus L.
Dalmanella elegantula (DALM.)
Dinorthis rustica (SOW.)
Favosites gotlandicus L.
Lingula sp.
Calymmene intermedia LINDSTR.
și Bryozoare.

2. Sub acestea urmează gresii cuarțoase de culoare sură, mai închisă sau mai deschisă. Gresia este compusă din elemente fine arenacee, strâns lipite, pe unele zone cu cuarț secundar și atunci roca e foarte dură, sau cu un ciment calcaros, devenind mai moale și chiar friabilă când e și puțin dezagregată. Gresiile ating o grosime de vreo 3 metri, fiind stratificate în strate groase. Stratele superioare cuprind adesea incluziuni rulate de altă natură petrografică și care dacă sunt mai aglomerate în unele zone, dau gresiilor aspectul micro-conglomeratic. Incluziunile cele mai frecvente provin din o rocă verde deschisă argiloasă, cuprinzând și cristale mărunte de pirită. Altele provin din un calcar negru bituminos sau sunt grăunțe mari de cuarț.

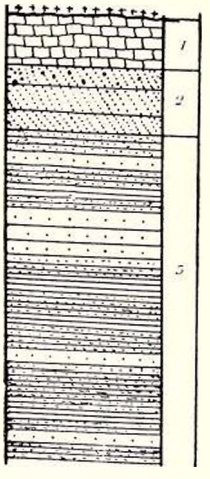


Fig. 7. — Succesiunea stratelor paleozoice la P o l i v a n o v J a r
1. Marne cu intercalațiuni de strate calcaroase fosilifere. 2. Gresii cuarțoase cu incluziuni fosilifere. 3. Șisturi nisipoase și argiloase

La succession des couches paléozoïques à P o l i v a n o v J a r.
1. Marnes à intercalations de couches calcaires fossilifères. 2. Grès quartzeux avec des inclusions fossilifères. 3. Schistes sableux et argileux

In punctul acesta, gresiile sunt deasemenea foarte fosilifere; ca și la Molodova, pe suprafața stratelor abundă impresiunile vermiforme de tipul « hieroglife », răspândite în zone subțiri, cărora, în bună parte le este datorită stratificația acestor strate (Pl. V, Fig. 4).

In afară de impresiunile acestea care formează zone distincte, celelalte

Institutul Geologic al României

forme sunt mai mult sau mai puțin uniform răspândite, mai rar aglomerate în cuiburi.

In gresiile descrise am găsit:

Dalmanella testudinaria (DALM.)
» *elegantula* (DALM.)
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Orthis calligramma virgata SOW.
Platystrophia biforata fissicostata MC. [COY.
Platystrophia chama EICHW.
Strophomena Assmussi VERN.
» *imbrex* DAV.
Strophomena corrugatella DAV.
» *retroflexa* SALT.
» *semipartita* ROEM.
Ormoceras cfr. *vertebratum* HALL.
Discoceras antiquissimum (EICHW.)
Asaphus sp.
Chasmops maximus SCHM.
Streptelasma europaea ROEM.
Thecia confluens EICHW.
Favosites Fibrosa MC. COY.
Esthonipora communis BASSL.
Modiolopsis incrassata EICHW.
Sinuites bilobatus (SOW.)
Murchisonia rudis KO.
Holopea simplex KO.
Cyclonema cfr. *inaequistriatum* KO.
Worthenia esthona KO.
Temnodiscus accola KO.
Platylichas cicatricosus LOV.
Illaenus angustifrons depressa HOLM.
» *Roemeri* VOLB.

3. Sub stratele de gresie urmează un complex de șisturi nisipoase și argiloase de gresie fină, șistoasă, gri-închisă, micacee, clivând în foi subțiri cu fețele paralele. Acestea cuprind la partea superioară brâuri mai voluminoase de gresie micacee și ea.

Complexul atinge o grosime de vreo 20—25 m., și după constatările mele, e lipsit de urme descifrabile de viață.

Mai departe, spre C o m a r o v a, se menține aceeaș succesiune de strate ca și la Polivanov Jar. In schimb dela C o m a r o v a spre R e s t e u - A t a c h i, începe a se observà din ce în ce mai clar, cum partea inferioară a formațiunilor paleozoice, compusă din gresii șistoase și șisturi argiloase micacee, scade în grosime; formațiunile calcaro-marnoase de deasupra se desvoltă din ce în ce mai mult.

In apropiere de R e s t e u - A t a c h i, se poate observà următoarea succesiune de strate paleozoice (Fig. 8):

1. Sub stratele cretacice urmează o marnă calcaroasă de culoare verzui-murdară, grosolan stratificată, în care se întâlnesc formele:

Favosites gotlandicus L.
Halysites catenularius L.
Cyathophyllum sp.
Atrypa reticularis L.
» *Grajii* DAV.
» *marginalis* (DALM.)
Atrypa insolita BARR.
» *imbricata* SOW.
Athyris depressa (SOW.)
Merista passer BARR.
Glassia obovata SOW.
Strophomena af. *Studenitzae* WEN.

Institutul Geologic al României

Strophonella euglipha (Sow.)
Leptaena rhomboidalis (Wilck.)
Dictyonella Capewelli Dav.
Rhypidomella hybrida (Sow.)
Spirifer elevatus Dalm.
Cyrtia exporrecta (Wahl.)
Cyrtina af. biplicata Hall.
Dalmanella elegantula (Dalm.)
Bilobites bilobus L.
Wilsonia Davidsoni (Mc. Coy.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Globospira af. *pillula* Ko.
Dawsonoceras annulatum (Sow.)
Orthoceras sp.
Proetus concinus Dalm.
Calymmene tuberculata Brün.
» *spectabilis* Ang.
Illaenus Bouchardi Barr.
Bumastus barriensis Murch.

2. Orizontul acesta de vreo 8—10 m. grosime este urmat mai departe de șisturi calcaroase, grosolan și neregulat stratificate, de culoare albăstrue, cuprinzând intercalațiuni de calcar negru bituminos și șisturi marnoase verzui. Grosimea

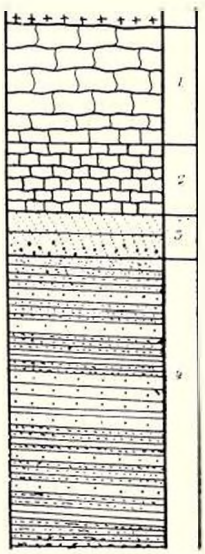


Fig. 8. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului lângă Resteu-Atachi, jud. Hotin.

1. Marnă calcaroasă verzuie, fosiliferă.
2. Șisturi calcaroase albăstrui, cu calcar negru bituminos, fosilifer.
3. Gresie, micro-conglomeratică la bază, fosiliferă.
4. Alternanță de gresii șistoase și șisturi argiloase fără fosile.

La succession des couches paléozoïques dans la rive du Dniester près Resteu-Atachi, dép. de Hotin.

1. Marne calcaire verdâtre, fossilifère.
2. Schistes calcaires bleuâtres, à calcaire noir bitumineux, fossilifère.
3. Grès microconglomératique à la base, fossilifère.
4. Alternance de grès schisteux et de schistes argileux sans fossiles.

acestui orizont e de vreo 5—6 m; în el se întâlnesc formele:

Halia mitrata His.
Favosites gotlandicus L.
Heliolites interstinctus L.
Plectambonites equalis Teich.
Dinorthis parcata grandis Portl.
Dinorthis rustica (Sow.)
Bilobites bilobus L.
Strophomena antiquata Sow.
Strophonella euglypha (His.)
Platystrophia biforata subplicata Reed.
Wilsonia Davidsoni (Mc. Coy.)
Plectambonites 5 — *costata* Mc. Coy.
Atrypa marginalis (Dalm.)
» *imbricata* (Sow.)
» *hemisphaerica* Sow.
Platyceras cornutum (His.)
Subulites sp.
Globospira pillula Ko.
Sinuites cfr. *bilobatus* (Sow.)
Nucula cfr. *triangularis* Eichw.
Acidaspis coronata Salt.
Calymmene spectabilis Ang.
Spaerexochus cfr. *mirus* Beyr.
Cyphaspis Stokesi Murchis.
Triplecia insularis Eichw.

Institutul Geologic al României

3. Urmează apoi un banc de gresie de vreo 2—3 m. grosime, în strate groase și format din elemente mărunte la partea superioară, microconglomeratic la bază.

Elementele constitutive ale orizontului de bază constau din fire mărunte de cuarț, printre care, din loc în loc, sunt amestecate fire mai mari, elemente rotunjite de calcar negru bituminos și argile verzi cu mici cristale de pirită, acestea din urmă ajungând dimensiuni de 2—3 cm. în diametru.

In gresiile din acest punct am recoltat:

Chasmops maximus SCHM.
» *Wesenbergensis* SCHM.
» *Nieszskowski* SCHM.
Ilaenus Roemeri VOLB.
» *angustifrons depressa* HOLM.
Philchedra mitrata HUENE.
Philchedra cfr. *Kokeni* HUENE.
Orthis calligramma virgata SOW.
» » *subplicata* REED.
Dalmanella testudinaria (DALM.)
» *elagantula* (DALM.)
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Platystrophia biforata fissicostata MC. COY.
Platystrophia chama EICHW.
Strophomena imbrex DAV.
Strophomena corrugatella DAV.
» *Assmussi* VERN.
Modiolopsis incrassata EICHW.
» cfr. *lyrata* SALT.
Goniophora cymbaeformis (SOW.)
Sinuites bilobatus (SOW.)
Megalomphala contorta EICHW.
Temnodiscus accola KO.
Trochonema cfr. *vertebratum* HALL.
Streptelasma europaea ROEM.
Favosites fibrosa MC. COY.

4. Urmează gresii fine șistoase întunecate, micacee, des întrerupte cu strate subțiri de șisturi argiloase brune, micacee și sfărmicioase; acestea clivează în foi subțiri, sunt regulat sau curbicortical stratificate. Fosile n'am găsit. Grosimea orizontului e de 15—18 m.

* * *

Urmărind desvoltarea formațiunilor paleozoice în malul basarabean al Nistrului, observăm totodată că stratificația primitiv orizontală a stratelor a fost ulterior deranjată. In linii generale, stratele paleozoice din cuprinsul sectorului studiat formează, în totalitatea lor, largi ondulațiuni de mică amplitudine. In zona dintre Resteu-Atachi, jud. Hotin și Neporotova, complexul paleozoic formează o largă depresiune sinclinală, urmată spre Est și Vest de o slabă boltire a stratelor. Intre Neporotova și Naslavcea stratele sunt slab boltite, însă dela Atachi, jud. Soroca, cad slab spre SE până când dispar sub formațiunile mesozoice la Soroca. Iese din nou însă deasupra nivelului de eroziune la cotul dela Cerlina, dispărând apoi cu desăvârșire din constituția malurilor Nistrului.

Ondulațiunile acestea ale scoarței, deși de mică amplitudine, au fost totuș suficiente pentru a provocă o serie de fenomene de ordin morfologic general.

Institutul Geologic al României

Dar în afară de tipul acesta de dislocare generală, la care au fost angajate și formațiuni geologice mai noui, sunt zone unde stratele paleozoice au suferit presiuni tangențiale locale, mai pronunțate, și care au dus la cutări de strate, falieri și chiar fracturi. In asemenea fenomene e destul de bogată zona din împrejurimile Molodovei.

O dislocație cu caracter de flexură se poate observă puțin mai la Est de Molodova spre C o r m a n. In apropiere de gura văii, numită « Râpa lui Martin », se observă că stratele paleozoice care se așternpe patul acestui râușor sunt pronunțat înclinate spre NW. In locurile unde malurile acestei văi nu sunt mascate de vegetație, grohotiș sau depozite loesoide, se constată o înclinare spre NW sub un unghiu de 30° (Pl. II, Fig. 3).

Dacă mergem mai departe spre fundul acestei văi, observăm că înclinarea aceasta a stratelor este precedată de o flexură destul de pronunțată și ea (Pl. II, Fig. 2).

Este interesant faptul că flexura aceasta se resimte și în alte râpi și văi din împrejurimile Molodovei, pe o zonă de aproape 5 km. lungime.

Alături de felul acesta de dislocări ale stratelor paleozoice, în cuprinsul sectorului se mai observă că în unele locuri stratele au suferit deplasări verticale sub forma de falii. Astfel malul Nistrului de lângă P o l i v a n o v J a r, pe drum spre C o m a r o v a, e format la partea superioară de un banc de gresie fină șistoasă, ce se așterne peste șisturi argiloase micacee, negre, bituminoase. Acestora le urmează o alternanță de șisturi nisipoase întunecate, cu altele mai argiloase, fin stratificate.

E de observat că, în acest punct, toată seria de strate e deplasată vertical după o linie de fractură, în așa fel că partea dinspre E a fost ridicată cu vreo 4—5 m. față de cea opusă. Capetele blocurilor denivelate sunt hașurate în sensuri inverse, iar crăpătura produsă cicatrizată cu o vână de calcită de câțiva cm. grosime. Tot acì trebuie pomenit faptul că există în acest punct un izvor, având un debit mijlociu de apă și o temperatură joasă chiar în timpurile cele mai călduroase de vară (Pl. III, Fig. 2).

La cotul dela Cerlina, unde stratele paleozoice reapar pentru ultima dată în malul Nistrului, se observă că ele sunt înclinate spre SW, iar stratele superioare de șisturi argiloase verzi sunt îndoite în cute mărunte neregulate.

CAPITOLUL II

SECTORUL DINTRE GURA-RESTEULUI ȘI LOCALITATEA RUHOTIN, JUD. HOTIN

Dela Resteu-Atachi, am observat cum complexul de gresii, șisturi argiloase și nisipoase scade în grosime pe măsură ce înaintăm mai sus pe valea Nistrului. Aceasta se datorește faptului că orizonturile mai vechi

Institutul Geologic al României

rămân sub nivelul actual de eroziune. In schimb constatăm totodată că complexul superior calcaro-marnos se desvoltă progresiv ca volum, variațiune petrografică și faunistică, până când, în cele din urmă, nu întâlnim în constituția malului Nistrului decât pe acestea.

La gura afluentului Resteu (Fig. 9) observăm:

1. La baza tuturor formațiunilor stă un complex de șisturi gresoase și argiloase întunecate, micacee, fin și regulat stratificate, ajungând în malul Nistrului o grosime de vreo 10—12 m.

2. Urmează deasupra lor un banc de gresie sură, cuarțoasă, cuprinzând pe lângă fire mărunte de cuarț altele mai mari și incluziuni rulate de șisturi verzi. Orizontul acesta atinge o grosime de 2 m., cuprinzând resturi de *Chasmops*, *Platystrophia* și *Orthis* sp.

3. Urmează apoi o serie de marne calcaroase de coloare verzui-murdară care la partea superioară alternează mai des cu bancuri de calcar nodulos, cenușiu sau vânăt, prezentând o stratificație neregulat șistoasă. Grosimea orizontului acesta superior e de vreo 20 m., peste el fiind așternute strate cretacice.

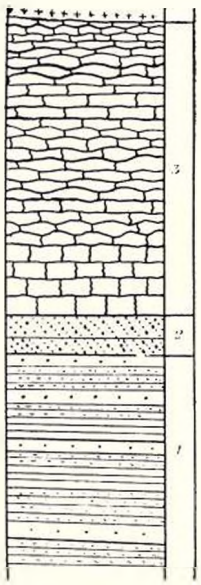


Fig. 9. — Succesiunea stratelor paleozoice la gura Resteului
1. Șisturi gresoase și argiloase. 2. Gresie cuarțoasă. 3. Marne calcaroase verzi, alternând cu calcar fosilifer

La succession des couches paléozoïques à l'embouchure du Resteu
1. Schistes gréseux et argileux. 2. Grès quartzeux. 3. Marnes calcaires verdâtres, alternant avec du calcaire fossilifère

In marnele calcaroase de deasupra gresiilor se întâlnesc formele:

Favosites gotlandicus L.
Dinorthis rustica (Sow.)
Strophomena antiquata Sow.
Plectambonites equalis Teich.
Atrypa marginalis (Dalm.)
Cyphaspis Stokesi Murch.
Leptaena rhomboidalis minima St.
Dinorthis porcata grandis Portl.
Orthis sp.

In orizonturile superioare de calcar nodulos au fost întâlnite formele:

Atrypa reticularis L.
» *imbricata* (Sow.)
» *marginalis* (Dalm.)
» *insolita* Barr.
» *Thisbe* Barr.
» *Grayii* Dav.
Daya aff. *navicula* (Sow.)
Dinorthis rustica (Sow.)
Leptaena rhomboidalis minima St.
Athyris depressa (Sow.)
Hyndella aff. *umbonata* Hall.
Merista hecate Barr.
Merista passer Barr.
Strophomena aff. *antiquata* Sow.

Institutul Geologic al României

Plectambonites equalis Teich.
Rhipidomella hybrida (Sow.)
Glassia obovata Sow.
» *compressa* Sow.
Pentamerus (*Barrandella*) *linguiferus* Sow.
Sieberella Sieberi (Barr.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Strophomena aff. *Studenitzae* Wen.
Strophonella euglypha (His.)
Leptaena rhomboidalis (Wilck.)
Dictionella Capewelli Dav.
Spirifer robustus Barr.
» *crispus* Hiss.
» *elevatus* Dalm.
» *togatus* Barr.
Cyrtia exporrecta (Wahl.)
Cyrtina aff. *biplicata* Hall.
Bilobites bilobus (L.)
Gipidula galeata (Dalm.)
Dalmanella elegantula (Dalm.)
Camarotoechia Davidsoni (Mc. Coy.)
Ambonychia striata (Sow.)
Pterinea concentrica Wen.
Cypricardinia squamosa Eichw.
Nucula cfr. *triangularis* Eichw.
Platyceras cornutum (His.)
Loxonema sinosum (Sow.)
Globospira aff. *pillula* Ko.
Favosites gotlandicus L.
Halysites catenularius L.
Heliolites interstinctus L.
Cyathophyllum sp.
Omphyma sp.
Stromatopora sp.
Dawsonoceras annulatum (Sow.)
Orthoceras sp.
Proetus concinus Dalm.
Encrinurus punctatus Wahl.
Calymmene tuberculata Brün.
Acidaspis coronata Salt.
Calymmene spectabilis Ang.
Sphaerexochus mirus Beyr.
Illaenus Bouchardi Barr.
Bumastus barriensis Murch.

La Vest de gura Resteului, în profilele naturale din valea Nistrului, nu mai întâlnim nici gresiile cu *Chasmops* nici șisturile nefosilifere dela baza lor. Aceste două orizonturi în mod normal se scoboară treptat sub nivelul actual de eroziune, astfel că în restul sectorului urmărit spre Vest, vom avea de a face numai cu formațiuni calcaro-marnoase.

Intre localitățile Gruşeva şi Conovca, Nistrul formează la rând trei coturi pronunțate care împreună reproduc forma unui W. Pe această porțiune valea Nistrului este îngustă, iar malurile, tăiate abrupt, prezintă de cele mai multe ori pereți verticali până la 100-150 m. înălțime. Afluenții basarabeni, din cuprinsul acestei zone, vin spre Nistru rostogolindu-se în cascade pe fundul unor văi înguste și prăpăstioase. Intre cotul dela Măcăreuca și cel din dreptul satului Gruşeva, se varsă în Nistru apele a două râulețe mai însemnate, Şostul şi Sara Lungă; în apropiere de Nistru se unesc într'o singură vale în formă de V închis și adâncă de vreo 100 m. Urmărind profilul natural în coastele acestei văi, observăm următoarea succesiune a stratelor paleozoice.

Imediat sub stratele cretacice urmează (Fig. 10):

1. Calcar marnos, neregulat stratificat, de culoare cenușie murdară, cu numeroase nodule mai compacte și intercalațiuni de șisturi argiloase de aceeaș

Institutul Geologic al României

culoare cenușie murdară. Concrețiunile, în general mici, prezintă un contur neregulat sferic sau eliptic, implântate în număr mare în roca șistoasă de calcar marnos. Acestea provin din calcifierea marnelor în jurul numeroaselor fosile; în special sunt răspândite în acest orizont, aglomerații de stromatoporide și corali, care se desprind lesne din roca moale marnoasă (Pl. VIII, Fig. 1—2). Din cauza numeroaselor fosile și nodule, stratele din acest orizont prezintă o șistozitate neregulat gneisiformă, având totodată aspectul de conglomerat omogen. La dezagregare, roca dă naștere la forme în general cu contururi rotunjite în formă de turnuri, trepte sau brâuri, rotunjite și ele (Pl. III, Fig. 3).

Grosimea orizontului în acest punct nu trece de 15—20 m. și cuprinde următoarele forme:

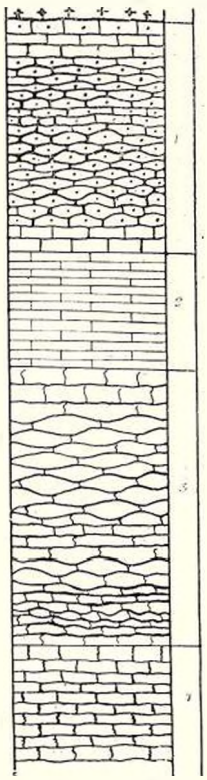


Fig. 10. — Succesiunea stratelor paleozoice dela gura Ș o s t u l u i

1. Calcar marnos (15—20 m) cu nodule de șisturi argiloase, fosilifer
2. Marnă calcaroasă șistoasă (5—6 m.)
3. Marne calcaroase cu concrețiuni și nodule (20—25 m.)
4. Strate marnoase verzui cu pături de calcar negru bituminos

La succession des couches paléozoïques à l'embouchure du Ș o s t

1. Calcaire marneux à nodules et intercalations de schistes argileux, fossilifère (15—20 m.)
2. Marne calcaire schisteuse (5—6 m.)
3. Marnes calcaires à concretions et nodules (20—25 m.)
4. Couches marneuses verdâtres avec des lits de calcaire noir bitumineux

Heliolites aff. *decipiens* Mc. Coy.
Favosites Forbesi Edw. et H.
Cyathophyllum articulatum Wahl.
Acanthocyclus catynulus Dyb.
Aulacophyllum mitratum Schloth.
Aulopora repens Röm.
Stromatopora aff. *constellata* Hall.
Chlathrodictyon striatellum (d'Orb.)
» sp.
Stromatopora sp.
Labechia conferta (Lindstr.)
Entroce, mai multe variațiuni.
Tentaculites annulatus Schloth.
Coenites repens (Wahl.)
Coenites sp.
Fistulipora cfr. *clavifrons* (Heng.)
» » sp.
Monticulopora aff. *Fletscheri* L.
Casmatopora sp.
Stigmatella sp.
Camarotoechia nucula (Sow.)
» aff. *amcylians* (Barr.)
Camarotoechia aff. *transuralica* (Tchern).
» *Wilsoni* (Sow.)
Schellwienella praeumbracula Kozl.
Atrypa reticularis L.
» *linguata* v. Buch.

Institutul Geologic al României

Atrypella prunum (DALM.)
Merista passer BARR.
Meristina tumida (DALM.)
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Sieberella Sieberi (BARR.)
Gipidula galeata (DALM.)
Dalmanella elegantula (DALM.)
» *canaliculata* (LINDSTR.)
Spirifer elevatus DALM.
Spirifer crispus (HISS.)
Cyrtia exporrecta (WAHL.)
Retzia Salteri DAV.
Pteronitella retroflexa (WAHL.)
Pleurotomaria Lloidi (SOW.)
Bellerophon aff. *sphaera* LINDSTR.
Platyceras cornutum (HIS.)
Horiostoma globosum sculptum SOW.
Murchisonia compressa LINDSTR.
» aff. *Demidoffi* VERN.
Lophospira cfr. *bicincta* HALL.
Orthoceras sp.
Leperditia Hisingeri SCHM.
Encrinurus punctatus WAHL.
» *obtusus* ANG.
Calymmene tuberculata BRÜNN.
Acaste Downingiae MURCH.

2. Urmează un strat de vreo 5—6 m. de marnă calcaroasă, șistoasă, de culoare gri-deschisă, stratificată în pături subțiri, din care se pot desprinde plăci de câțiva cm. grosime. Marna este mai compactă pe unele zone unde se desprinde în plăci, deasemenea subțiri, care lovite produc un sunet metalic.

Fosilele sunt rare în aceste strate: la gura Șostului am întâlnit:

Eurypterus Fischeri EICHW.
Leperditia sp.

In apropiere de Grușeva, în asemenea strate se întâlnesc urme datorite probabil unor viermi.

3. Urmează apoi un complex de strate, în cea mai mare parte compus din marne calcaroase, deasemenea cu concrețiuni și nodule; cam pe la mijlocul acestui orizont, se observă intercalate strate de calcar compact sur-vinețiu. Grosimea întregului complex trece peste 20—25 m. In jumătatea superioară a orizontului citat, se întâlnesc formele:

Calymmene tuberculata BRÜNN.
Illaenus Bouchardi BARR.
Ambonychia striata (SOW.)
Mytilus parens BARR.
Trochus? Wisbiensis LINDSTR.
Poleumita discors (SOW.)
Dawsonoceras annulatum (SOW.)
Orthoceras sp.
Spirifer crispus HIS.
Spirifer elevatus DALM.
Favosites gotlandicus L.
» *Forbesi* EDW. et H.
Halysites catenularius L.
Heliolites interstinctus L.
Aulacophyllum mitratum SCHLOTH.
Omphyma sp.
Atrypa reticularis L.
Athyris depressa (SOW.)

Institutul Geologic al României

In strate identice la Gruşeva şi Nagoreni, pe lângă formele citate dela gura Şostului, am mai întâlnit şi următoarele:

Atrypa marginalis (DALM.)
» *Thisbe* BARR.
» *insolita* BARR.
» *Thetis* BARR.
» *imbricata* SOW.
Merista hecate BARR.
» *passer* BARR.
Pterinea concentrica WEN.
Platyceras cornutum HIS.
Encrinurus punctatus WAHL.
Acidaspis coronata SALT.
Dalmania cfr. *caudata* EMR.
Sphaerexochus mirus BEYR.
Meristina tumida (DALM.)
Glassia obovata (SOW.)
» *compressa* (SOW.)
Pantamerus (*Barrandella*) *linguiferus* (SOW.)
Sieberella Sieberi (BARR.)
Strophomena aff. *Studenitzae* WEN.
Rhipidomella hybrida (SOW.)
Cyrtia exporrecta (WAHL.)
Cyrtina aff. *biplicata* HALL.
Schellwienella praeumbracula KOZL.
Dalmanella elegantula (DALM.)
Camarotoechia Davidsoni (MC. COY.)
Plectambonites transversalis (WAHL.)

La baza profilului dela gura Şostului şi Gruşeva, se mai observă:

4. Strate marnoase verzui cu intercalaţiuni subţiri de calcar negru bituminos, în care se întâlnesc formele:

Hallia mitrata HIS.
Favosites gotlandicus L.
Halysites catenularius L.
Heliolites interstinctus L.
Dalmanella elegantula (DALM.)
Bilobites bilobus (L.)
Camarotoechia Davidsoni (MC. COY).
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Cyrtia exporrecta (WAHL.)
Acidaspis coronata SALT.
Encrinurus punctatus WAHL.

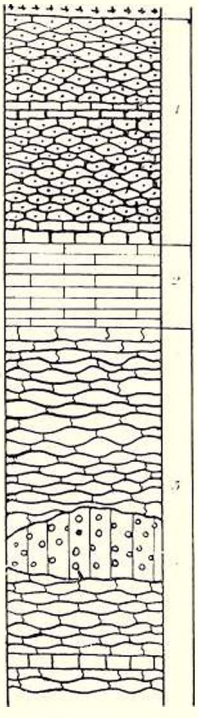
Ultimul cot dinspre Vest al Nistrului, din cele trei descrise mai sus, manifestă de mult timp tendinţa de deplasare a patului spre NW. Nistrul, în loc să surpe în acest punct malul basarabean, fiind mânat de cantitatea mare de apă pe care o aduce Smotriciul, din contra, surpă mereu malul podolic, îndepărtând gura Smotriciului spre Nord. In acţiunea aceasta, Nistrul lasă pe malul basarabean depozite însemnate de aluviuni care maschează constituţia geologică a subsolului. Aceleaşi fenomene, într'o măsură mai puţin accentuată, manifestă şi cotul mijlociu dela Măcăreuca. In partea mijlocie, toate aceste trei coturi sunt îngustate fiindcă ambele ramuri ale Nistrului, atât cea ascendentă cât şi cea descendentă, surpă destul de energic numai din malul basarabean, cu tendinţa de a se unì, pentru a lăsà porţiunile de teren împrejmuite de extremităţi, pe teritoriul podolic. Apropierea atât de pronunţată a ramurilor pomenite este, chiar în momentul de faţă, un desavantaj mare pentru localităţile româneşti, aşezate în zona acestor coturi. Valea Nistrului astfel construită pe acest sector, drenează toate pânzele de apă subterană, mai accesibile omului,

Institutul Geologic al României

silind locuitorii din aceste localități, să întrebuințeze apa râului drept apă potabilă.

In apropiere de Conovca se vede că sub stratele cretacice urmează (Fig. 11):

1. Un banc de vreo 15 m. grosime de calcar marnos cu numeroase nodule, gneisiform stratificat, pe unele locuri întrerupt cu strate argiloase subțiri, deasemenea cu concrețiuni. In orizontul acesta, atât la Conovca cât și la Voronovița, au fost întâlnite următoarele forme:



Heliolites aff. *decipiens* Mc. Coy.
Favosites Forbesi Edw. et H.
Cyathophyllum articulatum Wahl.
Ptychophyllum truncatum (L.)
Acervularia ananas (L.)

Fig. 11. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului de lângă Conovca

1. Calcar marnos cu concrețiuni (15 m.)
2. Marne calcaroase șistoase (5—6 m.)
3. Calcare marnoase cu intercalațiuni de calcar compact zoogen.

La succession des couches paléozoïques dans la rive du Dniester à Conovca

1. Calcaire marneux à concrétions (15 m.)
2. Marnes calcaires schisteuses (5—6 m.)
3. Calcaires marneux à intercalations de calcaire compact zoogène

Aulacophyllum mitratum Schloth.
Rhizophyllum gotlandicus Roem.
Chlathrodictyon striatellum (d'Orb.)
» sp.
Labechia conferta (Lindstr.)
Stromatopora sp.
Entroce de crinoizi.
Spirorbis sp.
Tentaculites annulatus Schloth.
» *ornatus* Sow.
» sp.
Cornulites serpularius Schloth.
Coenites repens (Wahl.)
» sp.
Fistulopora aff. *corticea* Heng.
» cfr. *clavifrons* (Heng.)
Fistulopora sp.
Chasmatopora sp.
Camarotoechia nucula (Sow.)
Camarotoechia aff. *ancylians* (Barr.)
» aff. *transuralica.* (Tschern.)
» *Wilsoni* (Sow.)
Schellwienella praeumbracula Kozl.
Atrypa reticularis L.
Merista passer Barr.
Meristina tumida (Dalm.)
Whitfieldella didyma (Dalm.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Leptaena rhomboidalis (Wilck.)
Chonetes striatellus Dalm.
Gipidula galeata (Dalm.)

Institutul Geologic al României

Dalmanella elegantula (DALM.)
» *canaliculata* (LINDSTR.)
» *crassa* (LINDSTR.)
Spirifer elevatus DALM.
» *crispus* (HIS.)
» *Schmidti pyramidalis* VENJ.
Retzia Salteri DAV.
Pteronitella retroflexa (WAHL.)
» *migrans* BARR.
Mytilus cuneus BARR.
Pleurotomaria planorbis (HIS.)
Pleurotomaria alata (WAHL.)
Platyceras cornutum (HIS.)
Horiostoma globosum sculptum SOW.
Murchisonia aff. *Demidoffi* VERN.
Orthoceras sp.
Leperditia tuberculata KOLM.
» *Hisingeri* F. SCHM.
» *phaseolus* HIS.
Aecmina bovina JONES.
Encrinurus obtusus ANG.
Calymmene tuberculata BRÜNN.

2. Sub acest orizont urmează o zonă de marne calcaroase, șistoase, de o culoare gri mai deschisă, care clivează în lespezi subțiri cu fețele mai mult sau mai puțin paralele. Orizontul acesta de vreo 5—6 m. grosime prezintă o stratificație șistoasă perfect regulată și este cu desăvârșire lipsit de nodozități. Pe suprafața plăcilor proaspăt clivate, se observă câteodată urme vermiforme, mai rar resturi sau forme întregi de *Eurypterus Fischeri* EICHW. (Pl. VII, Fig. 2).

3. Urmează apoi din nou un orizont, compus din calcare marnoase gri-închise sau vineții cu numeroase nodozități, prezentând deasemenea o șistozitate gneisiformă (Pl. IV, Fig. 1).

Pe anumite zone se întâlnesc brâe de calcar compact vinețiu, semicristalin mai puțin nodulos și foarte dur. In alte zone găsim intercalate blocuri de calcar compact zoogen, nestratificat, format din aglomerații de entroce de crinoizi, corali și stromatoporide, în felul unor recifi de dimensiuni mai reduse.

Idea existenței în aceste strate a unor recifi și mai proeminenți este întărită de faptul că pe unele orizonturi găsim material detritic de natură recifală, compus din blocuri zoogene puțin rulate, sfărâmături de crinoizi și bryozoare, cimentate în o massă oolitică, provenită din depunerea unor cruste calcaroase concentrice în jurul sfărâmăturilor detritice mai fine. In afară de aglomerațiile de tipul descris, coralii, bryozoarii și stromatoporidele, care se întâlnesc în număr mare în acest orizont, se întind de cele mai multe ori pe suprafața stratelor, compunând plăci de tipul calcarului de Dudley.

In orizontul descris au fost întâlnite următoarele forme:

Favosites Forbesi EDW. et H.
Halysites catenularius L.
Favosites Hisingeri EDW. et H.
» *Gotlandicus* L.
Cyathophyllum articulatum WAHL.
Ptycophyllum truncatum (L.)
Aulacophyllum mitratum SCHLOTH.
Pilophyllum aff. *Munthei* WED.
Aulopora cfr. *repens* ROEM.
Labechia conferta (LINDSTR.)
Coenostroma discoidum (LONSD.)
Chlathrodictyon striatellum (d'ORB.)
Whitfieldella didyma (DALM.)
Glassia compressa (SOW.)

Institutul Geologic al României

Spirifer elevatus DALM.
» *crispis* (HIS.)
» *Schmidti* LINDSTR.
Dalmanella elegantula (DALM.)
Mytilus parens BARR.
Euomphalus Orinini WENJUC.
Stromotopora aff. *constellata* HALL.
Crotalocrinus sp.
Cornulites serpularius SCHLOTH.
Batostoma cfr. *fertile* ULR.
Fistulipora cfr. *mutabilis* HENG.
Coenites repens WAHL.
Atrypa reticularis L.
» *marginalis* (DALM.)
» *Thetis* BARR.
» *linguata* v. BUCH.
Camarotoechia bidentata (HIS.)
Dawsonoceras annulatum (SOW.)
Orthoceras sp.
Leperditia Hisingeri SCHM.
» *phaseolus* HIS.
Phacops cfr. *latifrons* BRON.
Proetus concinus DALM.
Sphaerexochus mirus BEYR.

Dela Moșinet spre Vest, stratele paleozoice suferă o ușoară înclinare spre NW și unele schimbări în constituția petrografică a orizonturilor superioare. Astfel la Percăuți în constituția malurilor intră următoarele strate paleozoice (Fig. 12):

1. Sub formațiunile cretacice găsim un orizont cam de 5—6 m. grosime, compus din calcar albastru-verzui întunecat, bituminos, foarte dur și grosolan, în strate cam de ½ m. grosime. Concrețiunile

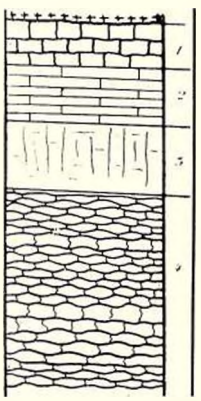


Fig. 12. — Succesiunea stratelor paleozoice în râpa dela Percăuți, jud. Hotin.

1. Calcar verzui bituminos (5—6 m.)
2. Șisturi calcaroase
3. Calcar compact dolomitic (1 m.)
4. Calcar șistos (15—18 m.)

La succession des couches paléozoïques dans le ravin de Percăuți

1. Calcaire verdâtre bitumineux (5—6 m.)
2. Schistes calcaires
3. Calcaire compact dolomitique (1 m.)
4. Calcaire schisteux (15—18 m.)

noduloase lipsesc de cele mai multe ori; se întâlnesc în schimb aglomerații de stromatoporide și corali solitari.

2. Urmează un orizont de 2—3 m. grosime de șisturi calcaroase regulat stratificate în strate subțiri, nefosilifere.

3. Vine apoi un strat aproape de 1 m. grosime format din calcar dolomitic compact, fin cristalizat, străbătut de numeroase crăpături verticale. Aci n'am găsit decât impresiuni indeterminabile de brachiopode.

4. La bază găsim un orizont gros de vreo 15—18 m. format din calcar șistos, cenușiu murdar, nodulos și numeroase resturi animale; prezintă o stratificație șistoasă, gneisiformă, spre bază având intercalate zone de calcar albăstrui recristalizat și stratificat în strate mai voluminoase.

Institutul Geologic al României

La Percăuți am adunat următoarele forme:

Heliolites af. *decipiens* Mc. Coy.
Favosites Forbesi Edw. et H.
Cyathophyllum articulatum Wahl.
Ptychophyllum truncatum (L.)
Microplasma gotlandicum Dyb.
Aulacophyllum mitratum (Schloth.)
Rhizophyllum gotlandicum Roem.
Aulopora repens Roem.
Thecia Swinderenana Goldf.
Stromatopora af. *constellata* Hall.
Chlathrodictyon striatellum (d'Orb.)
Labechia conferta (Lindstr.)
Stromatopora sp.
Entroce de crinoide.
Spirorbis sp.
Tentaculites annulatus Schloth.
» *ornatus* Sow.
» sp.
Cornulites serpularius Schloth.
Coenites repens (Wahl.)
» sp.
Fistulipora aff. *corticea* Heng.
» *aff. clavifrons* (Heng.)
Monticulopora aff. *Fletscheri* L.
Camarotoechia nucula (Sow.)
» aff. *transuralica* (Tschern.)
» *Wilsoni* (Sow.)
Atrypa reticularis L.
Atrypella prunum (Dalm.)
Merista passer Barr.
Meristella Tschernischewi Vern.
Meristina tumida (Dalm.)
Whitfieldella didyma (Dalm.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Leptaena rhomboidalis (Wilck.)
Chonetes striatellus Dalm.
Sieberella Sieberi (Barr.)
Gipidula galeata (Dalm.)
Dalmanella elegantula (Dalm.)
» *canaliculata* (Lindstr.)
Spirifer elevatus Dalm.
Spirifer crispus (His.)
» *Schmidti pyramidalis* Wen.
Cyrtia exporrecta (Wahl.)
Retzia Barrandei Dav.
» *Salteri* Dav.
Pteronitella retroflexa (Wahl.)
Cypricardinia cfr. *quadraria* Barr.
Ilionia prisca (His.)
Pleurotomaria planorbis (His.)
» *alata* (Wahl.)
» *Lloidii* Sow.
Bellerophon taenia Lindstr.
» af. *sphaera* Lindstr.
» af. *uralicus* Vern.
Horiostoma globosum sculptum (Sow.)
Murchisonia compressa Lindstr.
» af. *Demidoffi* Vern.
Lophospora cfr. *bicincta* Hall.
Orthoceras sp.
Leperditia tuberculata Kolm.
» *Hisingeri* Schm.
» *phaseolus* His.
Aecmina bovina Jones.
Encrinurus punctatus Wahl.
» *obtusus* Ang.
Calymmene tuberculata Brünn.
Acaste Downingiae Murch.
Ilaenus Bouchardi. Barr.
Halisites catenularius L.
Favosites Hisingeri Edw. et H.
» *gotlandicus* L.
Heliolites interstinctus L.
Cyathophyllum aff. *pseudoceratites* [Mc. Coy.
Aulacophyllum Angelini Wed.
Holmophyllum aff. *Holmi* Wed.
Cystiphyllum cilindricum Lonsd.
Palaeocyclus porpita L.
» *Fletscheri* Edw. et H.
Nicholsonella aff. *curta* Pocta.
Siringopora bifurcata Lonsd.

Institutul Geologic al României

Siringopora serpens L.
Dictiostroma undulatum (NICH.)
Coenostroma discoideum (LOSND.)
Batostoma cfr. *fertile* ULR.
Archaeopora cfr. *radians* EICHW.
Spirifer Schmidti LINDSTR.
Strophonella euglipha (WAHL.)
Schellwienella praeumbracula KOZL.
Ambonichia striata (SOW.)
Pleurotomaria alata (WAHL.)
Euomphalus Orinini WEN.
Murchisonia sp.
Dawsonoceras annulatum (SOW.)
Orthoceras sp.
Leperditia Hisingeri F. SCHM.
» *phaseolus* HIS.
Calymmene tuberculata BRÜNN.
Phacops cfr. *latifrons* BRON.
Acidaspis sp.

Una din particularitățile stratelor din punctul descris dela P e r c ă u ț i este că acestea sunt străbătute de crăpături verticale. Pe lângă numeroasele crăpături mai mici, care separă stratele superioare calcaroase în blocuri mari neregulate, întregul complex de strate este despicat, după o crăpătură profundă de vreo 30 cm. lărgime, în două jumătăți rămase ambele în raporturi hipsometrice egale. Direcția crăpăturei este NW-SE. Spre Hotin, grosimea complexului paleozoic scade treptat prin faptul că strate noui dela baza formațiunii rămân treptat sub nivelul de eroziune a Nistrului. In felul acesta, orizontul de șisturi calcaroase cu *Eurypterus* ajunge aproape de Hotin numai cu câțiva m. mai sus de nivelul apei Nistrului. In apropiere de Hotin, multe din orizonturile inferioare scufundate încep treptat a ieși din nou deasupra nivelului actual de eroziune.

La H o t i n lângă cetate, în malul Nistrului întâlnim următoarea succesiune de strate (Fig. 13):

1. Sub stratele cretacice găsim un orizont de calcar compact, albăstrui, neregulat stratificat, cu stromatoporide. Grosimea acestor strate e de vreo 2 m.

2. Urmează apoi deasemenea pe o grosime de vreo 2—3 m. marne calcaroase șistoase, fin stratificate, cari pot fi desprinse în lespezi cu fețe paralele. Pe suprafața acestor strate întâlnim foarte des un smalț caracteristic de insolație și impresiuni reticulate, poligonale: urmele crăpăturilor de uscare (Pl. VII, Fig. 1; Pl. IV, Fig. 2 *a*).

3. Orizontul mai sus descris se razimă pe un banc de 2—3 m. grosime de calcar dolomitic compact, fin cristalizat, zaharoid. Prezintă o culoare cenușie cu nuanță roză, verzuie sau albăstrue pe unele zone. Stratificația e slab de tot diferențiată; e foarte dur, cu greu spărgându-se longitudinal în blocuri colțuroase cu contur neregulat. Se dezagregă după numeroase crăpături longitudinale, ce imprimă un aspect caracteristic ruiniform, întregului orizont. (Pl. IV, Fig. 4 *a*).

Fosilele sunt rare și reprezentate excluziv numai prin impresiunile externe sau lăuntrice ale scoicilor.

Pe unele locuri sunt frecuente niște urme fine, formate din cercuri dese

Institutul Geologic al României

concentrice, de formă ovală sau eliptică, ce amintesc structura în secțiune a stromatoporidelor. Acestea ies la iveală, ca urme palide, pe suprafața dezagregată printr'un acid slab sau lustruită.

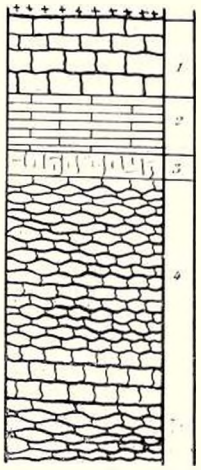


Fig. 13. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului lângă Hotin

1. Calcar compact (2 m.)
2. Marne calcaroase șistoase
3. Calcar dolomitic compact
4. Calcar marnos (8—10 m.) cu concrețiuni

La succession des couches paléozoïques dans la rive du Dniester près Hotin

1. *Calcaire compact (2 m.)*
2. *Marnes calcaires schisteuses*
3. *Calcaire dolomitique compact*
4. *Calcaire marneux (8—10 m.) à concrétions*

Printre alte forme am putut recunoaște următoarele:

Chonetes sp. aff. *striatellus* DALM.
Atrypa reticularis L.
Wilsonia sp.
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Camarotoechia nucula (SOW.)
Pterinea sp.
Spirifer elevatus DALM.
Rhynchospirina Baylei (DALM.)
Bryozoare, crinoidee, gasteropode mici, urme de trilobiți.
Leperditia sp.

4. Calcarele dolomitice mai sus descrise sunt așezate deasupra unui orizont de calcar marnos, de culoare cenușie-murdară cu nuanță albăstrue pe unele zone. Orizontul acesta de bază e șistos, prezintă o stratificație neregulat gneisiformă, cuprinde concrețiuni noduloase și e bogat în corali, brachiopode și gasteropode (Pl. IV, Fig. 4 *b*). În malul Nistrului la Hotin, puțin mai la Est de cetate, orizontul acesta atinge cea mai mare grosime fiind de 8—10 m. Spre Vest de cetate și spre Anadola, grosimea orizontului de bază scade treptat.

Formele ce caracterizează orizontul descris sunt următoarele:

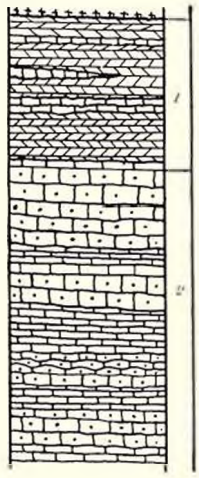
Favosites Forbesi EDW. et H.
» *Hisingeri* EDW. et H.
» *gotlandicus* L.
Heliolites interstinctus L.
Cyathophyllum pseudodianthus WEIS.
» aff. *pseudoceratites* [MC. COY.
Ptychophyllum truncatum (L.)
Aulacophyllum mitratum (SCHLOTH.)
Rhizophyllum gotlandicum RŒM.
Paleocyclus Fletscheri EDW. et H.
Pachypora lamellicornis LINDSTR.
Dictiostroma undulatum (NICH.)
Coenostroma discoideum (LONSD.)
Stromatopora aff. *constellata* HALL.
Atrypa reticularis L.
Spirifer elevatus DALM.
» *crispus* DALM.

Institutul Geologic al României

Spirifer Schmidti LINDSTR.
Ambonichia striata SOW.
Pleurotomaria alata (WAHL.)
Euomphalus Orinini WEN.
Poleumita discors (SOW.)
Orthoceras sp.
Leperditia phaseolus HIS.
Encrinurus punctatus WAHL.

Puțin mai la Est de localitatea Atachi-Hotin, orizonturile paleozoice inferioare descrise până acum, se coboară progresiv sub nivelul de eroziune al Nistrului. Orizontul inferior de șisturi calcaroase cu stratificația gneisiformă se mai vede lângă Atachi, ridicat cel mult 1 m. deasupra nivelului Nistrului, dispărând îndată cu desăvârșire din profilele naturale. Ceva mai la Vest, înainte de Gheorgheuți, dispar și calcarele dolomitice, rămânând deasupra nivelului apei orizontul de șisturi calcaroase ca cel mai de bază (Pl. IV, Fig. 3 a).

Deasupra acestui orizont găsim desvoltat un complex de calcare zoogene cu corali și stromatoporide (Pl. IV, Fig. 3 *b*), șisturi marnoase și calcaroase, care compun în întregime malul paleozoic al Nistrului, pe o distanță de mai mulți km. spre Est.



Urmărind succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului și pe văile afluente din zona cuprinsă între localitățile Rașcov și Ruhotin, constatăm că sub stratele cretacice urmează (Fig. 14):

Fig. 14. — Succesiunea stratelor paleozoice la gura pârâului Raşcov, jud. Hotin

1. Marne argiloase cu intercalațiuni de calcar compact bituminos
2. Alternanță de calcare compacte și strate marnoase

La succession des couches paléozoïques à l'embouchure de la rivière Raşcov, dép. de Hotin

1. Marnes argileuses à intercalations de calcaire compact bitumineux
2. Alternances de calcaires compacts et de couches marneuses

1. Marne argiloase stratificate de culoare cenușie-deschisă, adesea întrerupte cu strate subțiri și intercalațiuni lenticulare de calcar negru, compact, bituminos. In orizontul acesta am întâlnit la Rașcov următoarele forme:

Atrypa reticularis L.
» *Thetis* BARR.
Daya navicula (SOW.)
Merista hecate BARR.
Camarothoechia nucula (SOW.)
» *Hebe* BARR.
Retzia Salteri DAV.
Spirifer elevatus DALM.
Spirifer aff. *aculeatus* SCHN.
Spirifer Schmidti pyramidalis WENJ.
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Chonetes striatellus DALM.
Dinorthis cfr. *rustica* (SOW.)
Nucula aff. *triangularis* EICHW.
Grammysia rotundata SOW.
Platyceras disjunctum GIEB.
Pleurotomaria aff. *cirrhosa* LINDSTR.
Tentaculites annulatus SCHLOTH.

Institutul Geologic al României

Orthoceras sp. (forme gigantice) *Beyrichia inornata* ALTH.

Entroce de crinoide.

La R u h o t i n, în strate asemănătoare, pe lângă cele mai multe din formele citate, au mai fost întâlnite următoarele:

Atrypa Thetis BARR.
» *Thisbe* BARR.
» *linguata* v. BUCH.
Camarotoechia aff. *princeps* (BARR.)
Merista passer BARR.
Spirifer musca BARR.
Pentamerus linguiferus Strix BARR.
Orthis canalis SOW.
Aviculopecten reticulatus (HIS.)
Platyceras cornutum (HIS.)
Horiostoma aff. *heliciforme* WEN.
Orthoceras aff. *Picteti* BARR.
» *Davidsoni* BARR.
Dalmania cfr. *caudata* EMR.
Dalmanella canaliculata (LINDSTR.)

2. Acestui orizont îi urmează la R a ș c o v o alternanță de calcare compacte, vinete sau cenușiu-închise, bituminoase, stratificate în strate subțiri sau mai groase, compuse uneori în întregime din stromatoporide și corali. Stratele calcaroase sunt des întrerupte de strate marnoase, șistoase, mai puțin fosilifere. In acest orizont se întâlnesc formele:

Heliolites aff. *decipiens* MC. COY.
Cyathophyllum articulatum WAHL.
Acanthocyclus catynulus. DYB.
Aulopora repens ROEM.
Chlathrodictyon striatellum (d'ORB.)
» sp.
Stromatopora aff. *constellata* HALL.
» sp.
Entroce de crinoizi.
Coenites repens (WAHL.)
Coenites sp.
Fistulipora aff. *corticea* HENG.
Wilsonia Wilsoni (SOW.)
Schellwienella praeumbracula KOZL.
Atrypa reticularis L.
» *linguata* v. BUCH.
Merista passer BARR.
Meristina tumida (DALM.)
Whitfieldella didyma (DALM.)
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Chonetes striatellus DALM.
Dalmanella elegantula (DALM.)
Dalmanella canaliculata (LINDSTR).
» *crassa* LINDSTR.
Spirifer elevatus DALM.
» *crispus* LINDSTR.
» *Schmidti* var. *pyramidalis.* WENJ.
Retzia salteri DAV.
Pteronitella retroflexa (WAHL.)
Cypricardinia silurica EICHW.
Nucula sp.
Bellerophon taenia LINDSTR.
Platyceras cornutum (HIS.)
Orthoceras sp.
Cyathophyllum aff. *manipulatum* POCTA.
Favosites Forbesi EDW. et. H.
Ptychophyllum truncatum. (L.)
Acervularia ananas (L.)
Microplasma gotlandicum DYB.
Thecia Swinderenana GOLDF.
Labechia conferta (LINDSTR.)
Monticulipora aff. *Fletscheri* L.
Chasmatopora sp.
Stigmatella sp.
Camarotoechia nucula (SOW.)
» aff. *ancylians* (BARR).

Institutul Geologic al României

Felul cum sunt așezate stratele paleozoice în malul Nistrului din cuprinsul sectorului dintre Resteu și Ruhotin, arată același tip de dislocație generală, sub forma unor largi ondulațiuni de mică amplitudine, ca și cele din sectorul anterior studiat.

In zona celor trei mari coturi ale Nistrului dela Grușeva, Măcăreuca și Voronovița, depozitele paleozoice ajung grosimi considerabile, însă începând dela Moșineț spre Vest, stratele suferă o ușoară înclinare, a cărei direcție în sectorul corespunzător din Ucraina este evaluată de WIENJUKOV ca fiind NW 30°. La SE de Hotin stratele cad în sens invers, astfel că privite în ansamblu între Hotin și Percăuți, acestea formează o largă depresiune sinclinală, constatată dealtfel, și mai înainte, de SINZOW (124).

Incepând de lângă Hotin spre Gheorgheuți, stratele încep din nou a se bolti, pentru a se scoborî în zona Rașcovului, unde sunt înclinate sub un unghiu de 5°, după cum recent a fost constatat de KOZLOWSKI, în malul polon al Nistrului (60).

In anumite zone de maximă presiune laterală sau tensiune a stratelor supuse la tipul acesta de dislocare, s'au produs fenomene cu caracter local și în legătură cu compoziția petrografică a diferitelor orizonturi. Astfel, în unele puncte din zonele de depresiuni, orizonturile șistoase sunt slab ondulate, pe câtă vreme cele calcaroase sunt străbătute de numeroase diaclaze.

Unele din aceste crăpături străbat complexul întreg de strate, ajungând la o lărgime de 30—50 cm.

Probabil tot fenomenelor tectonice trebuie atribuit faptul că, în unele puncte, calcarele dolomitice sunt extrem de pronunțat ruinate, prin numeroase crăpături verticale și altele oblice în direcția NW-SE.

In zona cuprinsă între Rașcov și Ruhotin, întâlnim adesea flexuri de tipul celor descrise în șisturile nisipoase din împrejurimile Molodovei.

CAPITOLUL III

SECTORUL BUCOVINEAN AL VĂII NISTRULUI

Incepând puțin mai la Vest de Ruhotin și până aproape de granița polono-română, malul paleozoic al Nistrului este compus din șisturi argiloase gri-întunecate, măslinii sau verzi, în care intercalațiunile calcaroase sau gresoase sunt reduse ca grosime și răspândire.

Odată cu schimbările acestea petrografice se modifică simțitor și caracterul faunistic al stratelor (Fig. 15).

In «Dealul Turcului» dela Onut, observăm că sub gresiile cretacice urmează un complex de șisturi argiloase gri-întunecate, verzui sau măslinii pe unele zone. Prezintă o stratificație regulat șistoasă, roca putând fi

Institutul Geologic al României

clivată în plăci subțiri. După culoare, felul de șistozitate și materialul fin detritic argilos, șisturile acestea amintesc foarte mult pe cele de Naslavcea.

La partea superioară a profilului se mai observă intercalațiuni subțiri de calcar șistos, dar care nu formează zone distincte; pe la mijlocul profilului și spre bază, trec câteva zone subțiri continue și larg distanțate, unde roca este o marnă argiloasă, sfărâmicioasă, mai puțin șistoasă și mai deschisă la culoare. Șisturile gri-întunecate sau măslinii sunt de obicei sărace în fosile; fosilifere sunt mai mult intercalațiunile calcaroase, în care adesea găsim formele aglomerate în zone și cuiburi.

Zona dela baza acestui strat cuprinde specii variate de crinoizi, resturi, numeroase în unele locuri, de *Dalmania caudata*, mai rar brachiopode, care predomină în intercalațiunile mijlocii. La partea superioară, în intercalațiunile calcaroase se întâlnește *Stropheodonta Dutertrii* var. *Siemiradzkii* n. var., formă relativ rară în această parte, dar care pare a fi caracteristică pentru orizontul acesta superior.

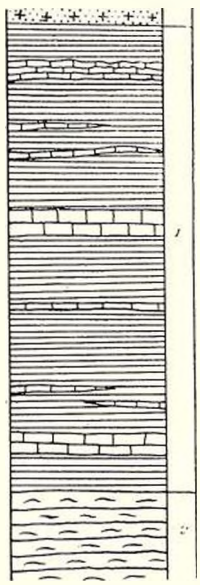


Fig. 15. — Succesiunea stratelor paleozoice în dealul Turcului la Onut

1. Șisturi argiloase cu intercalațiuni de calcar (30—35 m.)
2. Marne și argile șistoase (5 m.)

La succession des couches paléozoïques dans la colline dite Dealul Turcului, à Onut

1. *Schistes argileux à intercalations de calcaire (30—35 m.)*
2. *Marnes et argiles schisteuses (5 m.)*

Pe lângă aceste forme în orizontul descris, la nivele diferite se mai întâlnesc și următoarele:

Tentaculites ornatus Sow.
» aff. *tenuis* Sow.
» sp.
Camarotoechia tarda (Barr.)
» *Daphne* (Barr).
» *confinis* (Barr.)
» *carens* (Barr.)
Spirifer elevatus angustiplicatus Kozl.
Spirifer elevatus inchoans (Barr.)
Spirifer togatus Barr.
Chonetes striatellus Dalm.
» *mediocostalis* Kozl.
Rhipidomella hybrida (Sow.)
Dalmanella canaliculata (Lindstr.)
» *elegantula* Dalm.
» *Gervillei* (Defr.)
Bellerophon aff. *megalomphalus* Le[rich.
Pleurotomaria claustrata Lindstr.
Orthoceras sp.
Orthis praecursor Barr.
Strophonella podolica (Siem.)
Plectodonta Mariae Kozl.
Stropheodonta Phillipsi (Barr.)
Stropheodonta Dutertrii Siemiradzkii n. var.

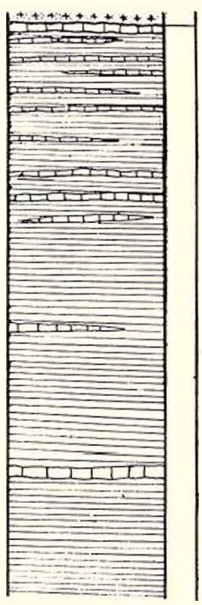
Institutul Geologic al României

Mutationella podolica (SIEM.)
Podollella rensselaeroides KOZL.
Lingula sp.
Orbiculoidea rugata (SOW.)
Pteronitella retroflexa (WAHL.)
Aviculopecten reticulatus (HIS.)
Grammysia cingulata HIS.
» *ovata* SOW.
Aparchites oblongus JONES.
Leperditia tyraica SCHM.
Beyrichia sp.
Dalmania caudata EMR.
Cyphaspis rugulosus ALTH.
Proetus af. *signatus* LINDSTR.
Homalonotus aff. *delfinocephalus* [GREEN.

Orizontul descris atinge, în acest loc, o grosime totală de 30—35 m. aproximativ; îi urmează strate de vreo cinci metri grosime, de marne și argile șistoase nefosilifere. Atât la Onut cât și în valea Nistrului spre Perebjicovți, în șisturile acestea argiloase stratificate cu concrețiuni marnoase, se întâlnesc formele:

Atrypa Thetis BARR.
Daya navicula (SOW.)
Camarotoechia tarda (BARR.)
Spirifer elevatus DALM.
Pentamerus linguiferus strix (BARR.)
Pentamerus sublinguiferus MAUR.
Chonetes striatellus DALM.
Grammysia rotundata SOW.
Aviculopecten reticulatus (HIS.)
Platyceras disjunctum GIEB.
Tentaculites annulatus SCHLOTH.
Beyrichia inornata ALTH.
» sp.
Entroce de crinoizi.

In apropiere de Vadul Nistrului profilul stratelor paleozoice diferă puțin de cel studiat la Onut, mai mult prin faptul că intercalațiunile subțiri calcaroase sunt mai abundente (Fig. 16).



O altă caracteristică a stratelor din acest punct este aglomerația mare de scoici, în special de unele brachiopode care formează zone aproape în întregime compuse din lumachel argilos sau calcaros. Sunt unele zone formate aproape excluziv din aglomerații de scoici de *Stropheodonta Dutertrii Siemiradzkii* n. var. (Pl. IX, Fig. 4) sau altele din *Spirifer elevatus inchoans* (BARR.), *Mutationella podolica* (SIEM.) (Pl. IX, Fig. 3), *Camarotoechia tarda* (BARR.) etc.

Nu toate aceste zone sunt constante din punct de vedere stratigrafic.

Fig. 16. — Succesiunea stratelor paleozoice la Vadul-Nistrului
Șisturi marnoase cu intercalațiuni de calcare cu scoici.

La succession des couches paléozoïques à Vadul-Nistrului
Schistes marneux à intercalations de calcaire coquillier

Cele mai multe forme se întâlnesc, în număr mai restrâns, în toată grosimea stratelor.

Institutul Geologic al României

Atât stratele inferioare dela Onut cât și orizontul cu trilobiți dela baza șisturilor argiloase, nu le-am găsit reprezentate la Vadul Nistrului.

In toată grosimea stratelor care acì nu trece peste 40—50 metri, am întâlnit următoarele forme:

Camarotochia tarda (Barr.)
» *Daphne* (Barr.)
» *confinis* (Barr.)
» *carrens* (Barr.)
Spirifer elevatus angustiplicatus Kozl.
Spirifer elevatus inchoans (Barr.)
» *togatus* Barr.
Chonetes striatellus Dalm.
» *mediocostalis* Kozl.
Rhipidomella hybrida (Sow.)
Dalmanella canaliculata (Lindstr.)
» *elegantula* (Dalm.)
Orthis praecursor Barr.
Plectodonta Mariae Kozl.
Stropheodonta Phillipsi (Barr.)
Strophonella podolica (Siem.)
Hipparionix sp.
Stropheodonta Dutertrii Siemiradzkii n. var.
Mutationella podolica (Siem.)
Lingula sp.
Aviculopecten reticulatus (His.)
Grammysia cingulata His.
» *podolica* Siem.
Cuculella aff. *tenuiarata* Sandb.
Cuculella ovata Sow.
Orthonota solenoides Sow.
Aparchites oblongus Jones.
Leperditia tyraica Schm.
Beyrichia sp.
Orthoceras sp.
Tentaculites ornatus Sow.
» af. *tenuis* Sow.
» sp.

Entroce de crinoizi.

Lângă Repujineți, la partea superioară a stratelor paleozoice, găsim:

1. Șisturi argiloase, des întrerupte de intercalațiuni compacte calcaroase în formă de lespezi subțiri cu suprafețele neregulate, cuprinzând resturi de brachiopode și corali în număr redus. Grosimea stratelor este de 5—6 metri.

2. Urmează apoi marne șistoase brune pe o grosime de vreo doi metri.

3. Dedesubt se aștern șisturi argiloase stratificate cu intercalațiuni numeroase de plăci compacte calcaroase, dispuse în zone paralele. Ca și în alte părți, plăcile acestea par a proveni din calcifierea unor zone subțiri mai bogate în resturi organice.

Acì întâlnim unele zone unde, pe suprafața superioară a unor asemenea plăci calcaroase, găsim aglomerații de lamellibranchiate, tentaculiți sau ostracode (Pl. IX, Fig. 1—2).

Este de remarcat că în stratele dela Repujineți, brachiopodele care ocupă un loc important în fauna dela Vadul Nistrului, sunt extrem de rare în această parte. In schimb întâlnim pentru prima dată alături de forme marine, resturi de pești placodermi.

Șisturile mai sus descrise prezintă o culoare verzuie și o stratificație mărunt șistoasă, în special în zona mijlocie unde întâlnim și trilobiți.

Grosimea acestui orizont trece de 30 de metri.

Institutul Geologic al României

4. Baza profilului este compusă dintr'un strat de calcar compact, semicristalin, de culoare gri, cu concrețiuni numeroase, neregulate, de tipul calcarelor din zona paleozoică basarabeană.

In acest strat, care nu se ridică mult deasupra nivelului Nistrului, predomină cephalopodele și lamellibranchiatele, pe lângă care se asociază forme răslețe de *Favosites*.

Din toate orizonturile mai sus descrise am colectat:

Pteraspis Kneri LANCK.
Favosites sp.
Tentaculites ornatus SOW.
» aff. *tenuis* SOW.
Leperditia tyraica SCHM.
Camarotoechia confinis (BARR.)
Chonetes striatellus DALM.
Dalmania caudata EMR.
Cyphaspis rugulosus ALTH.
Proetus aff. *signatus* LINDSTR.
Mutationella podolica (SIEM.)
Sanguinolites (*Arca*) *decipiens* (MC. COY.)
Grammysia cingulata HIS.
Grammysia podolica SIEM.
Cucullella aff. *tenuiarata* SANDB.
Orthoceras sp.

In stratul de calcar compact semicristalin de bază se întâlnesc:

Orthoceras aff. *nuntius* BARR.
» » *Roemeri* ALTH.
Grammysia cingulata HIS.
Leperditia sp.
Mutationella podolica SIEM.
Favosites Hisingeri EDW. & H.
Monotripa sp.

La Crisceatec, localitate situată pe malul Nistrului în dreptul orașului Zaleszczyki din Polonia, succesiunea stratelor paleozoice se prezintă astfel (Fig. 17):

1. Sub Tortonian urmează un strat de vreo 3—4 metri grosime de gresie vânătă, în unele locuri sură, fin șistoasă, constituită din material arenaceu fin, micaceu. In orizontul acesta n'am întâlnit decât impresiuni de tipul fucoidelor.

2. Urmează marne gresoase vișinii cu sau fără pete albăstrui, alternând cu strate mai subțiri calcaroase sau șistoase argiloase verzui micacee. Marnele acestea prezintă o stratificație puțin diferențiată; se dezagregă după tipul loessului în coloane prismatice sau blocuri pătrate. Grosimea acestui orizont este cam de 8 metri.

In stratele calcaroase mai subțiri, cu care alternează marnele acestea gresoase vișinii, se întâlnesc mai des Ostracode mici, pe când în marnele vișinii nu găsim decât urme de pești placodermi sau urme problematice de tipul « hieroglifelor » sau al unor alge.

In intercalațiunile șistoase verzui micacee, n'am întâlnit decât un tip de algă, apropiat de *Spirophyton Eifeliensis* KEIZ.

Institutul Geologic al României

3. Urmează vreo cinci metri de șisturi marnoase puțin nisipoase, brune, cu fluturași de mică în cantități variate în diverse orizonturi.

4. Cea mai mare parte a profilului stratelor paleozoice dela Crisceatec este compus, pe o grosime de vreo 50 de metri, din șisturi argiloase măslinii sau verzui, ce clivează ușor în foi subțiri friabile.

Acestea alternează cu strate de grosimi variate și distanțate între ele, de calcar compact, în unele locuri semicristalin, sau cu zone mai bogate în lentile și concrețiuni neregulate calcaroase. La suprafața acestor intercalațiuni găsim de obiceiu aglomerații de resturi de animale care aparțin uneia, sau unui număr restrâns de specii.

In stratele de șisturi argiloase se întâlnesc câteodată resturi de *Pterygotus* sp. și *Eurypterus* sp.

La partea inferioară a profilului, găsim intercalat în șisturile argiloase un strat calcaros, mai marnos spre bază, în care se întâlnesc mai des ostracode mici, cephalopode, lamellibranchiate, mai rar *Palaeaspis Simionescui* n. sp., *Cyathaspis Sturi* și brachiopode.

Stratele inferioare din complexul descris prezintă adesea diaclaze umplute sau nu cu calcită secundară.

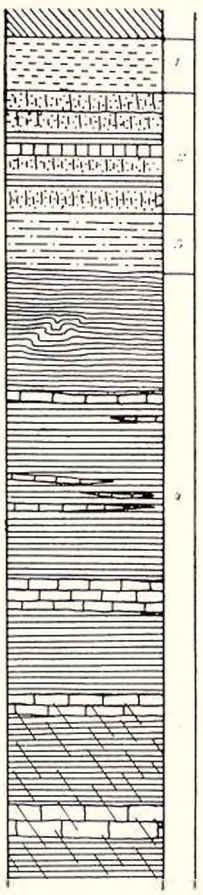


Fig. 17. — Succesiunea stratelor paleozoice în malul Nistrului la Crisceatec în dreptul Zaleszczyki-ului

1. Gresie șistoasă
2. Marne gresoase
3. Șisturi argiloase (50 m.) cu calcar compact

La succession des couches paléozoïques dans la rive du Dniester à Crisceatec en face de Zaleszczyki.

1. Grès schisteux. 2. Marnes gréseuses. 3. Schistes argileux à calcaire compact (50 m.)

In stratele dela Crisceatec, la nivele diferite, au fost întâlnite următoarele forme:

Favosites Hisingeri Edw. et H.
Tentaculites annulatus Schloth.
» *ornatus* Sow.
Monotrypa sp.
Cyclotrypa sp.
Mutationella podolica (Siem.)
Camarotoechia confinis (Barr.)
Spirifer elevatus Zaleszczykiensis [Kozl.
Orthis praecursor Barr.
Lingula Lewisii Sow.
» *cornea* Sow.
Orthonota solenoides Sow.
Grammysia cingulata His.
» *complanata* Sow.
Cuculella ovata Sow.
Nucula sp.
Cyrthoceras aff. *nuntius* Barr.

Institutul Geologic al României

Cyrthoceras formidandum Barr.
Orthoceras explanans Barr.
» *grave* Barr.
» *Roemeri* Alth.
» sp. sp.
Eurypterus sp. (formă mică)
Beyrichia inornata Alth.
» aff. *podolica* Alth.
» *Buchiana* Jones.
» *Wilckensiana* Jones.
Aparchites oblongus Jones.
Leperditia tyraica Schm.
Primitia cfr. *concina* Jones.
» sp.
Ostracoda sp. sp.
Palaeaspis Simionescui n. sp.
Cyathaspis Sturi Alth.
Pteraspis rostratus Ag.
» *Kneri* Lanck.
» *podolicus* Alth.
Pteraspis sp.

Stratele paleozoice dela Crisceatec nu sunt perfect orizontale. Cam pe la mijlocul complexului de strate, există o zonă unde șisturile argiloase sunt plisate, pe o suprafață de aproximativ un metru grosime și 5 lățime, în cute mărunte, pronunțate, care apoi se pierd lateral și la partea superioară.

In afară de aceasta întregul complex de strate paleozoice se înclină spre E cam cu 2°, astfel că stratele inferioare calcaroase se scufundă îndată sub nivelul actual de eroziune.

Inainte de a trece peste hotarul românesc dela Vest, formațiunile paleozoice din valea bucovineană a Nistrului mai schimbă odată caracterul litologic și faunistic. Numai 2—3 kilometri mai spre Vest de Crisceatec, sub formațiunile terțiare sau mesozoice, nu găsim decât strate de gresie sau marne nisipoase roșii-vișinii, care compun aproape în întregime profilele naturale, accesibile observațiunilor directe.

In punctul B a b i n (Bobince) dela granița polono-română, observăm în malul Nistrului următoarea succesiune de strate paleozoice, urmărite de sus în jos (Fig. 18):

1. Formațiunile cretacice se așternd deasupra unei plăci de vreo 5 metri grosime, de gresie sură cuarțitică cu stratificația slab diferențiată.

In acest orizont nu se găsesc alte forme decât resturi de pești placodermi, aglomerate în unele puncte sub forma de breccie osoasă (Pl. X, Fig. 1). Printre acestea am putut recunoaște:

Cephalaspis bucovinensis n. f.
» aff. *Heintzi* Stens.
Auchenaspis sp.
Phlictenaspis sp.
Pteraspis major Alth.
» » var. *latifrons* n. var.

2. Urmează un complex de strate format din gresie roșie-vișinie ce alternează cu gresii marnoase de culoare roșiatică mai închisă, cu pete vinete pe unele locuri. Stratele din urmă, când sunt mai marnoase, se sfărâmă în bulgări cu contur neregulat sau se dezagregă în coloane prismatice la fel cu loesul cuaternar.

Institutul Geologic al României

Stratificația marnelor și a gresiilor este redată adesea prin intercalațiuni de câțiva cm. grosime de șisturi fine argiloase, de culoare roșie mai deschisă.

La suprafața acestor strate subțiri dela partea superioară a orizontului, găsim adesea urme problematice de tipul « fucoide » din care unele se aseamănă cu *Spirophyton Eifeliensis* KEIZ.

In jumătatea inferioară a orizontului găsim la fel intercalațiuni de șisturi fine argiloase, însă de culoare măslinie sau verzuie; acestea sunt intercalate printre strate de gresie roșie, a căror suprafață este adesea vălurată, acoperită de un smalț de culoare brună murdară, urme de valuri sau crăpături de uscare. In intercalațiunile acestea fosilele sunt rare, iar cele întâlnite sunt forme marine, ca:

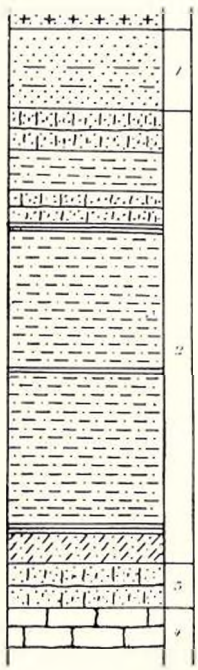


Fig. 18. — Succesiunea stratelor paleozoice în râpa satului B a b i n, în apropiere de granița polono-română

1. Gresie cuarțitică
2. Gresii și marne roșii cu intercalațiuni de șisturi argiloase
3. Marnă verzuie
4. Calcar compact

La succession des couches paléozoïques dans le ravin du village B a b i n, près de la frontière p o l o n o - r o u m a i n e

1. *Grès quartzitique*
2. *Grès et marnes rouges à intercalations de schistes argileux*
3. *Marnes verdâtres*
4. *Calcaire compact*

Lingula cornea SOW. *Leperditia tyraica* SCHM.
Mutationella podolica SIEM. *Beyrichia* sp.

In stratele de gresie roșie și în marnele gresoase nu se întâlnesc decât resturi de pești placodermi, printre cari s'au putut recunoaște formele:

Pteraspis rostratus AG.
» *major* ALTH.
» *Kneri* LANCK.
Auchenaspis sp. etc.
Phlictenaspis sp.

In stratele inferioare ale orizontului descris, resturile de pești se întâlnesc

Institutul Geologic al României

mai mult izolate sub forma de impresiuni, mai rar și resturi osoase, printre care au fost recunoscute de mine formele:

Pteraspis sp. *Cyathaspis* af. *Sturi* ALTH.

Orizontul descris atinge o grosime ce trece peste 30 m., având drept bază:

3. O pătură de vreo 3 m. grosime de marnă gresoasă compactă, de culoare verzuie.

4. La baza profilului dela Babin, apare la suprafață vreo 2 metri de calcar compact semicristalin sur-verzui, cuprinzând în cantități mari Ostracode.

Institutul Geologic al României

PARTEA II-A

STRATIGRAFIA

Din studiul succesiunii stratelor paleozoice în malul românesc al Nistrului, după fauna fosilă cuprinsă în aceste strate, reiese că în Basinul paleozoic Moldo-Podolic sedimentarea formațiunilor a început în Ordovician și s'a continuat apoi neîntrerupt până la sfârșitul Gotlandianului.

CAPITOLUL I

FORMAȚIUNILE ORDOVICIENE DIN MALUL ROMÂNESC AL NISTRULUI

Formațiunile ordoviciene se întâlnesc desvoltate neîntrerupt în malurile Nistrului, începând dela Gura Resteului, jud. Hotin, unde acestea apar deasupra nivelului de eroziune, și până la Soroca, unde ele se înclină sub formațiunile mesozoice, dispărând din profilele naturale. Reapar însă din nou deasupra nivelului actual de eroziune în apropiere de Cerlina, pe o distanță de vreo 500 m., apoi dispar definitiv din constituția malurilor.

In cuprinsul zonei de răspândire a acestor formațiuni, care atinge o lungime de 150 km. în linie dreaptă, sistemului ordovician îi aparțin strate variate ca vârstă, constituție petrografică și răspândire.

Voiu distinge următoarele unități stratigrafice:

1. Gresii de Cosăuți.
2. Șisturi verzi.
3. Gresii de Atachi.
4. Șisturi de Naslavcea.
5. Gresii de Molodova.

1. Gresiile de Cosăuți

Primul termen al Paleozoicului din Basinul Moldo-Podolic îl formează gresiile gri-deschise, verzi sau gălbui, mai compacte sau mai friabile, stratificate în strate groase. Sedimentele acestea se așternu la Cosăuți direct peste platforma cristalină, fără să sufere modificări în constituția lor petrografică la contactul cu substratul granitic.

Institutul Geologic al României

Pentru prima oară întâlnim această formațiune în valea Nistrului, lângă Cerlina, jud. Soroca, unde apare de sub formațiunile cretacice ca o insulă izolată de vreo 500 m. lățime; stratele proeminează puțin deasupra nivelului de eroziune, fiind slab înclinate spre NW.

Punctul acesta este totodată și cel mai sud-estic de răspândire a formațiunilor paleozoice în Basinul Moldo-Podolic.

Intre Cerlina și Soroca nu apar deloc formațiuni paleozoice în constituția malurilor Nistrului, fiind scufundate sub nivelul actual de eroziune al râului; ceva la NW de Soroca, lângă Cosăuți, gresiile reapar; cresc curând în grosime fiind întâlnite apoi neîntrerupt în profilele naturale din malul Nistrului până mai departe spre NW. Lângă Atachi, jud. Soroca, le întâlnim pentru ultima dată în direcția amintită, fiind din nou scoborîte mai jos de nivelul actual de eroziune al Nistrului.

Elementele constitutive ale gresiilor de Cosăuți provin din materialul format pe urma eroziunii platformei cristaline ucrainene, astfel că, în unele locuri cuprind toate elementele granitelor, căpătând compoziția mineralogică a arcozei. La partea superioară sunt constituite, de obiceiu, din elemente mai fine, ale căror dimensiuni se măresc treptat spre bază. La depărtări mai mici de malul Nistrului, în valea afluentului Murafa, se citează (11) în Ucraina gresii de Cosăuți cu structură tipic încrucișată sau pronunțat conglomeratică. In malul românesc eu n'am întâlnit elemente constitutive mai mari de 3—4 mm. în diametru.

Examenul microscopic al gresiilor de Cosăuți arată că elementul preponderent este cuarțul sub forma de firișoare bine rotunjite, mai mult sau mai puțin uniforme, adesea cu incluziuni gazoase sau lichide și urme de deformări mecanice.

Alături de grăunțele de cuarț, întâlnim cristale mai puțin numeroase de feldspat, de obiceiu microclin sau ortoclaz, în stadii diferite de dezagregare. Fluturașii de mică sunt mai rari. Cimentul îl formează o substanță brună sau verde-murdară, neuniform răspândită printre resturile elementelor cristaline. Când amestecul unei substanțe cloritoase devine mai mare, roca dobândește o culoare verzuie deschisă.

In stratele superioare de gresii am observat la Cosăuți prezența fenomenului de Ripplemarks.

In gresiile de Cosăuți n'am întâlnit nici o urmă de viață.

SIEMIRADZKI (113—115), comparând gresiile de Cosăuți din valea Nistrului cu formațiunile paleozoice din regiunea Sandomirului, e de părere că formațiunea aceasta este de vârstă cambriană.

Este foarte greu să ne pronunțăm asupra vârstei acestor strate din lipsa unor argumente paleontologice. Judecând după raporturile stratigrafice față de alte orizonturi superioare, eu cred mai nimerit a pune gresiile de Cosăuți alături de gresiile glauconitice de M i e d z i g o r z, cu *Obolus silurícus* EICHW. din Munții Sandomirului.

Institutul Geologic al României

După toate probabilitățile, stratele acestea dela Nistru nu sunt mai tinere decât stratele Glauconitsand din regiunile baltice, reprezentând deci, în Basinul Moldo-Podolic, stratele inferioare ordoviciene.

2. Șisturile verzi

Gresiile de Cosăuți sunt pretutindeni acoperite de șisturi argiloase, în cea mai mare parte de culoare verde-deschisă. Orizontul acesta este strâns legat în răspândirea lui de cel precedent; ambele apar și dispar în aceleași puncte progresiv unul după altul, la intervale mici. Le găsim făcând parte din insula paleozoică dintre Cerlina și Zaluceni; spre NW reapar puțin înaintea gresiilor de Cosăuți, ieșind deasupra nivelului de eroziune în malul Racovățului, la Soroca. Se întind apoi mai spre Vest deasupra gresiilor, împreună cu care compun malul paleozoic al Nistrului, până la Atachi, jud. Soroca, dispărând unul după altul, puțin mai la Vest de această localitate.

Orizontul acesta se compune din șisturi argiloase puțin variate ca aspect și compoziție. Dela Soroca și până aproape de Unguri predomină în acest orizont argile fin șistoase de culoare verde-deschisă, cu pete ruginii pe unele locuri, compuse din material detritic foarte fin, fiind ușor friabile, moi și unsuroase la pipăit. Spre Unguri devin mai compacte, căpătând intercalațiuni de orizonturi colorate în brun, violet sau verzui, vărgate cu pete brune sau galbene.

Alternanța aceasta de orizonturi, variate ca grosime, de strate policolore, dă un aspect caracteristic acestor depozite în partea vestică de răspândire a formațiunii.

Toate aceste depozite sunt compuse excluziv din material argilos și chiar atunci când sunt foarte compacte în unele puncte, având aspectul de marne sau calcare șistoase, nu dau nici cea mai mică efervescență cu acizii. Alteori întâlnim zone pronunțat silicifiate, cu aspect de șisturi menilitice.

Șisturile verzi analizate la microscop se constată formate din material detritic foarte fin, în care se amestecă în cantități variate și fluturași mai mari de mică. Printre aceste elemente găsim răspândită, mai mult sau mai puțin uniform, o substanță cloritoasă verde sau, în alte orizonturi, brună, care imprimă culoarea caracteristică a stratelor.

Nu sunt rare în câmpul microscopului nici aglomerații de săruri de fer și cristale mărunte de pirită. Uneori găsim pe suprafețele de clivaj cristale mărunte de gips sau eflorescențe de sulf; dacă acestea sunt primare sau formate mai târziu, nu se poate ști precis.

Faptul că la Cosăuți, de exemplu, se observă urme de valuri pe suprafața de contact a gresiilor cu șisturile verzi, ar indică cum că depozitele din urmă au fost formate în o fază de adâncire a basinului.

In șisturile verzi n'am găsit urme de viață. In privința vârstei acestui orizont, s'ar putea documentà numai faptul că sunt mai vechi ca gresiile de

Institutul Geologic al României

Molodova, în care găsim elemente rulate provenite din șisturile verzi și care, probabil, în acel moment făceau, pe unele locuri, parte din continent.

In afară de faptul că imediat după șisturile verzi a urmat în Basinul Moldo-Podolic faza complexului superior ordovician, în precizarea vârstei acestui orizont ne-am putea servi și de unele indicii petrografice, caracteristice. Am observat că în constituția mineralogică a șisturilor verzi ia parte însemnată un element cloritos de natura glauconitului. Prezența glauconitului în stratele din jumătatea inferioară a Ordovicianului baltic se consideră drept caracteristică lor, după cum nu lipsește nici în stratele ordoviciene din Munții Sandomirului.

In raport cu vârsta stratelor imediat următoare, șisturile verzi trebue considerate ca un orizont superior al stratelor inferioare ordoviciene, echivalente orizontului superior cu glauconit din regiunile baltice (Glauconitkalk, Limbata-Planilimbatakalk) și etajului Skiddavian din Țara Galilor.

Complexul superior de strate ordoviciene (Baia de Atachi)

Deasupra șisturilor verzi urmează în Basinul paleozoic Moldo-Podolic un complex de strate mai mult sau mai puțin sincronice între ele, însă variate ca facies litologic și paleontologic.

Caracteristica principală a acestui complex este că reprezintă pe lângă o unitate stratigrafică și una paleo-morfologică bine distinctă.

Valea Nistrului din cuprinsul sectorului de răspândire orizontală a formațiunilor acestui complex ne oferă un profil natural, cuprinzând toate elementele morfologice constitutive ale unui basin fosil.

Depozitele acestui basin le găsim bine desvoltate în malul românesc al Nistrului, începând dela Resteu-Atachi, jud. Hotin și până la Atachi, jud. Soroca, putând fi urmărite pe o distanță de 80 km. în linie dreaptă; ele compun cea mai mare parte din formațiunile ordoviciene din Basinul Moldo-Podolic, ajungând la o grosime totală de peste 500 m., calculat aproximativ. Rocele care intră în compoziția acestei unități sunt variate ca răspândire, constituție petrografică și faunistică. In linii generale se constată că centrul basinului este umplut cu sedimente fine argiloase, care au dus la formarea unor șisturi brune bituminoase. Acestea trec lateral și progresiv în șisturi gresoase și gresii, ce încadrează depozitele argiloase amintite, atât în partea de răsărit cât și în cea de apus a basinului.

Vom distinge în acest complex trei unități bine determinate din punct de vedere petrografic și de valoare stratigrafică mai mult sau mai puțin apropiată, și anume:

Gresii de Atachi;
Șisturi de Naslavcea și
Gresii de Molodova.

Institutul Geologic al României

3. Gresiile șistoase de Atachi

Definiția și vârsta. Urmărind desvoltarea șisturilor cu fosforite dela Naslavcea spre târgușorul Atachi, observăm că între ele se intercalează progresiv strate din ce în ce mai voluminoase, arenacee. La Atachi, toată partea superioară a formațiunilor paleozoice este reprezentată prin depozite de vreo 15 m. grosime, formate din gresii șistoase cu intercalațiuni argiloase subțiri și bancuri de gresie fină, stratificată în strate mai groase. Depozitele acestea se așternu normal peste șisturile argiloase policolore, însoțindu-le până mai jos de Unguri, jud. Soroca.

Stratele care formează acest orizont se pot deosebi ușor în complexul paleozoic după stratificația caracteristică ce o prezintă. Strate de diferite grosimi, nuanțe de culori și variațiuni de șistozitate se întretaie sub diferite unghiuri, prezentând în ansamblu aspectul de stratificație încrucișată (Pl. I, Fig. 2).

E variată și constituția petrografică, în general arenacee, cât și felul stratificației în interiorul stratelor. Predomină șisturi gresoase de culoare gri-deschisă cu nuanță verzuie sau brună, constituite din firișoare mărunte de nisip, cimentate în o pastă verde, gălbuie sau brună. Chiar pe spărturile proaspete se observă numeroase pete mici, albe, care provin din dezagregarea elementelor feldspatice, amestecate în cantitate variabilă printre firișoarele de cuarț. Șistozitatea este curbicorticală, roca putând clivà în cruste cu suprafețele neregulat vălurate. Crustele acestea sunt, de cele mai multe ori, separate prin intercalațiuni foarte subțiri, neregulate, de o materie verde-murdară argiloasă, micacee. Uneori sunt formate din elemente mici rotunjite și plisate, cimentate în o massă nisipoasă-argiloasă care, în ce privește constituția mineralogică, nu diferă de cimentul din jur. In cazul din urmă stratul prezintă aspectul microconglomeratic cu toate elementele omogene. Nu sunt elemente străine transportate, ci probabil provenite pe loc din rularea mâlului nisipo-argilos de către valuri mici.

Unele strate sunt de culoare vânătă sau brună și formate din material nisipo-argilos, prezentând o șistozitate încrucișată fină.

Foarte des, pe suprafața stratelor întâlnim urme de valuri sau smalțuri de insolație, în formă de cruste subțiri feruginoase (Pl. V, Fig. 1).

Urmele de viață sunt slab reprezentate în acest orizont. Mai des se întâlnesc urme de tipul « hyeroglife » sau impresiuni cu contur mai mult sau mai puțin regulat eliptic ce variază ca lungime între 10 și 12 cm. (Pl. V, Fig. 3).

Toate acestea sunt urme problematice de viață, asemănătoare cu cele întâlnite în șisturile nisipoase de sub gresiile de Molodova, dar care nu dau nici o indicație precisă asupra vârstei stratelor. Din raporturile stratigrafice, în care se găsește cea mai mare parte din gresiile de Atachi față de șisturile de Naslavcea, s'ar puteà deduce sincronismul lor cu acestea din urmă. Insă

Institutul Geologic al României

orizonturile inferioare ale gresiilor de Atachi sunt mai vechi decât șisturile de Naslavcea, la baza cărora găsim formațiuni asemănătoare cu stratele gresoase de deasupra șisturilor policolore dela Atachi. In cazul acesta am puteà bănuì că baza gresiilor de Atachi reprezintă un orizont echivalent nivelului Vaginatenkalk (Asaphuskalk, Ortocerenkalk) din regiunile baltice sau stratelor de Llandeilo din Țara Galilor.

Orizonturile superioare reprezintă o variațiune facială a șisturilor de Naslavcea, sincronică și homotipă cu șisturile nisipoase micacee desvoltate mai la Vest și echivalente deci stratelor de Kuckers și orizontului cu *Echinosphaerites* din Estonia.

Poziția stratigrafică a gresiilor de Atachi va reieși, cred, mai clar din studiile de mai departe ale formațiunilor din complexul ordovician inferior din valea Nistrului, și în special din studiul condițiunilor fizico-geografice și dinamice ale băii de Atachi.

Faciesul gresiilor de Atachi este ușor de restabilit. Caracterele petrografice, stratificația încrucișată, structura curbicorticală a stratelor și, în special, urmele de valuri și desicațiune des întâlnite, toate vorbesc pentru un regim eminamente litoral [1]). Punând acuma în legătură faptul acesta cu raporturile stratigrafice pe care am ajuns să le stabilim între gresiile de Atachi, șisturile de Naslavcea și gresiile de Molodova, vom înțelege că gresiile de Atachi față de cele de Molodova reprezintă depozite formate pe litoralul opus al unui basin care se extindeà în Ordovician și în zona cuprinsă astăzi între localitățile Resteu-Atachi, jud. Hotin și Atachi, jud. Soroca.

4. Șisturile de Naslavcea

Răspândirea și caracterele generale. Incepând dela gura Resteului spre Vest, sub gresiile de Molodova se așternu șisturi fine, nisipoase, micacee de culoare verzuie, gri-întunecată, ce alternează câteodată cu strate mai subțiri de șisturi argiloase micacee, brune sau cafenii-închise, bituminoase. Stratele acestea prezintă o șistozitate când foarte fin regulată, când neregulată curbicorticală. Sunt dese la început intercalațiunile de strate gresoase gri-închise, constituite din elemente fine nisipoase și fluturași de mică (Pl. I, Fig. 4). Formațiunea aceasta, începând dela Comarova, constitue cea mai mare parte a malului paleozoic, ajungând uneori până la 30 m. grosime. Incepând dela Corman spre Neporotova, intercalațiunile de șisturi argiloase

[1]) Strate cu structură curbicorticală se întâlnesc și în formațiunile Flișului carpatic. După PAUL și TIETZE structura aceasta ar fi primordială și datorită faptului că stratele nisipoase micacee s'au depus în ape curgătoare sau pe coastele întinse ale unor mari golfuri sau lagune puțin adânci; d-l MRAZEC (85) admite că formațiunile capătă felul acesta de stratificație în urma unor intervenții tectonice de mai târziu. In cazul când caracterul de stratificație al formațiunilor din Fliș este identic cu ceeace observăm în gresiile de Atachi, atunci este adevărată părerea lui PAUL și TIETZE, deoarece gresiile de Atachi n'au suferit deformări tectonice de tipul Flișului carpatic.

Institutul Geologic al României

devin din ce în ce mai frecvente, până când toată formațiunea trece cu desăvârșire în șisturi fine argiloase de culoare gri-verzuie sau brună, cu o șistozitate foarte regulată și fină; roca poate fi clivată în foi subțiri de grosimea unor cărți de vizită, în care dealtfel se desface dela sine cu ușurință, la dezagregare (Pl. I, Fig. 3). E de observat că, odată cu schimbările petrografice mai sus descrise, apar în șisturile de Naslavcea concrețiuni rotunde, fosforitice și intercalațiuni subțiri lenticulare de o rocă neagră, pronunțat bituminoasă. Faciesul descris atinge maximum de desvoltare lângă Naslavcea unde e desvelit de eroziune până la o grosime de vreo 50 m. și ridicat până la cota de 115 m. nivel absolut.

Pe măsură ce șisturile de Naslavcea se apropie în răspândirea lor orizontală de localitatea Atachi, jud. Soroca, devin din nou mai nisipoase, cuprind în cantități mai mari fluturași de mică și intercalațiuni gresoase până când trec în gresiile de Atachi.

Fauna. Șisturile de Naslavcea deși nu sunt complet azoice, cum se credeà, totuș până în prezent nu au furnizat nici o formă de valoare stratigrafică. Formele cele mai numeroase sunt de mărimi microscopice și reprezintă niște corpuscule mici globulare sau ovale al căror diametru variază între 0,15—0,5 mm. Acestea au fost întâlnite în intercalațiunile mai pronunțat bituminoase și după toate probabilitățile, reprezintă resturile unor alge de tipul *Glaeocapsomorpha prisca* ZAL. Resturi macroscopice se întâlnesc rar de tot. Deși am cercetat nu numai odată aceste formațiuni, n'am reușit să întâlnesc decât o impresiune palidă de tipul unui fucoid dichotomic ramificat, câteva forme strivite de lingulide sau obolide, mici gasteropode și un fragment din cranidiul unui Asaphid.

Fosforitele. Șisturile de Naslavcea din zona sectorului dintre Neporotova și Mereșeuca cuprind concrețiuni sferice, cunoscute de mult ca fosforite [1]). Nu formează un strat continuu ci le găsim diseminate neregulat în toată grosimea stratelor din orizonturile superioare; câteodată sunt aglomerate mai multe concrețiuni la un loc, formând cuiburi neregulate sau lenticulare. Mai mulți indivizi mici, concrescuți și cimentați în o massă brună compactă, formează adesea concrețiuni mamelonate (Pl. VI, Fig. 1).

Alături de fosforite se întâlnesc formațiuni de tipul « cone-in-cone » sau « Tutenmergel » [2]) (Pl. VII, Fig. 3—4). Prezintă un aspect mamelonat și sunt formate din o serie de conuri suprapuse, având o structură adesea cristalină.

[1]) Fosforitele din șisturile de Naslavcea au format dejà subiectul unui studiu (150) făcut în colaborare cu d-l M. SAVUL; o parte din el îl reproduc și în capitolul de față.

[2]) Formațiuni de tipul acesta se întâlnesc des în Flișul carpatic și în stratele de Zahorzani de lângă Praga. Atât la noi cât și în Bohemia, se bănuește că ele ar proveni din combinarea unor presiuni laterale cu altele verticale, în timpul cutării stratelor. Teoria aceasta nu se poate aplică la formațiunile descrise din șisturile de Naslavcea. După toate probabilitățile, acestea ca și structura « curbicorticală » (Krummschalige Structur) a stratelor, trebuc considerate ca formațiuni primordiale, datorite unor cauze fizico-chimice.

Institutul Geologic al României

Fosforitele din stratele de Naslavcea apar sub forma unor sfere ce pot varia dela 1 cm. până la 25 cm. în diametru. Cele mai răspândite au între 6 și 10 cm. diametru. Suprafața lor este aspră, putându-se desprinde de pe ea câteva pături concentrice, până la maximum 1 cm. grosime.

In secțiune transversală, fosforitele prezintă o textură radiată. Câteva crăpături umplute cu calcită mărunt cristalizată se desprind din centru, în formă de stea (Pl. VI, Fig. 3).

Massa fundamentală a fosforitului este de culoare brună-cenușie. Duritatea este 5. Pulberea este cenușie. Densitatea măsurată cu picnometrul la 15^0 este 2,97.

O secțiune microscopică arată că massa fundamentală a fosforitului apare ca formată din fascicule lungi de culoare brună, orientate în mod radial, sau abătându-se câte puțin dela această direcție, lăsând între ele locuri goale ce au fost umplute uneori în mod secundar, fie cu cuarț, fie, mai rar, cu pirită.

Substanța ce formează massa predominantă a fosforitului, colorată în secțiune subțire în culoare galben-brună, posedă o structură cripto-cristalină sferolitică. Către pereții golurilor, sferolitele apar mai distincte. Deasemeni în goluri se găsesc adesea sferolite separate, de aceeaș culoare galben-brună, având un diametru de 0,05 mm.

Fasciculele ce constituesc massa fundamentală se reduc și ele într'o structură sferolitică. Aceste fascicule constau din câte o direcție dreaptă, în jurul cărcia pe dreapta și pe stânga se găsește dispus mineralul în fibre, sub formă de franjuri, așă fel că extincțiunea lor între nicolii în cruce este în apropierea poziției de 0 și 90^0. Aceste fibre nu sunt decât cristale orientate după aceeaș direcție n_p. Cum fibrele sunt aproape perpendiculare pe direcția fasciculului, direcția acestuia corespunde cu n_g. In spațiul dintre aceste fascicule se găsesc numeroase sferolite cu cruce neagră, cu caracter optic negativ. Birefringența atât a sferolitelor cât și a fibrelor ce alcătuesc fasciculele, măsurată cu compensatorul lui BABINET, este $n_p - n_g = 0{,}004$, deci birefringența apatitei.

In lumina naturală se observă că pigmentul ce colorează substanța se aglomerează mai mult către marginea exterioară a sferolitelor.

O secțiune microscopică făcută mai aproape de suprafața fosforitului și perpendiculară pe direcția fasciculelor, arată că fosforitul este compus din aceeaș substanță galben-brună cu structură criptocristalină, iar locurile goale sunt umplute cu cuarț, uneori pirită și adeseori cu calcită bine cristalizată.

Mineralul fibros, cu aceleași caractere optice ca mai sus, are direcția fibrelor după n_p, ele fiind perpendiculare pe pereții golurilor.

Această pătură pare că a crescut tot mai mult, prezentând convexitățile sferolitice în spre interiorul golului. Această creștere a ajuns adesea să gâtuie golurile, pereții opuși apropiindu-se tot mai mult, până când se lipesc. Tot astfel, în restul massei brune, se observă numeroase linii mai întunecate, care nu sunt altceva decât urmele unor astfel de goluri dispărute.

Institutul Geologic al României

In unele goluri, pereții acestora în loc să fie tapisați cu substanța sferolitică, sunt îmbrăcați cu mici cristale de formă hexagonală cu formele (0001) și (1010) având caracter uniax negativ.

La aceste cristale, în secțiuni longitudinale, se poate observă dispunerea pigmentului colorat, de data aceasta de culoare neagră, sub formă de «ceasornic de nisip».

Analiza chimică făcută asupra unui fragment dintr'un fosforit din localitatea Naslavcea, a dat următorul rezultat:

P_2O_5	36,40%
CaO	49,78%
F	2,51%
Cl	0,06%
CO_2	2,80%
H_2O	0,18%
Al_2O_3	1,32%
Fe_2O_3	1,85%
SiO_2	4,86%
Substanțe organice	0,69%
Echiv. F.	1,05%
	99,40%

După procentele de CaO, P_2O_5 și F, rezultă următoarea compoziție:

$P_2O_5.3CaO$	79,42%
CaF_2	6,33%

După cantitatea de CaF_2, se găsește combinat sub formă de apatită 68,69%, rămânând ca fosfat tricalcic 17,06%. Acesta se poate considerà ca fiind combinat cu o parte de $CaCO_3$. Astfel de fosfați s'au găsit adesea în zăcămintele de fosforite. LACROIX [1]) descrie o serie de fosfați în a căror constituție intră CO_3Ca, cum sunt dahlitul, francolitul, colofanitul și quercytul. Deasemeni W. TSCHIRWINSKY, în fosforitele din Podolia, a constatat un mineral de o constituție analoagă cu apatita, în care CaF_2 este înlocuit complet prin CO_3Ca, numind astfel acest mineral *podolit*.

In ce raport stă, în cazul fosforitelor din Basarabia, fosfatul tricalcic față de carbonat, pentru a formà unul din aceste minerale, nu se poate preciză, deoarece nu se poate știi cât din CO_3Ca se află sub formă liberă de calcită.

Birefringența mineralului predominant în rocă, precum și cantitatea de apatită ce apare prin analiză, grupează fosforitele din Basarabia, în clasificarea ce a făcut-o W. TSCHIRWINSKY (141), în grupa I-a a fosforitelor din Podolia.

[1]) LACROIX - *Minéralogie de la France*. V. 4, p. 564.

Institutul Geologic al României

Până în prezent, în malul românesc al Nistrului nu s'au făcut prospecțiuni mai detaliate pentru a se constată capacitatea depozitelor și rentabilitatea unor exploatări eventuale. După cercetările recente ale geologilor ucrainieni (154) făcute în malul opus al Nistrului, capacitatea depozitelor variază în diverse puncte diferit, însă rar se ridică la cantități rentabile de exploatare.

Mult mai rentabile trebue considerate depozitele secundare de fosforite paleozoice, aglomerate în anumite zone din Basarabia și Ucraina la baza stratelor cretacice, cum sunt de exemplu depozitele dela L o m a c i n e ț din jud. Hotin. Productivitatea unor asemenea depozite din Ucraina se ridică la 400—500 kg. pe m^3.

Geneza fosforitelor în șisturile de Naslavcea nu este încă clarificată, deși păreri s'au emis multe.

W. TSCHIRWINSKY (141—142) e de părere că sursa inițială a fosforului provine din dezagregarea granitelor de pe platforma cristalină ucrainiană, care conțin cantități însemnate de apatită.

I. SAMOILOV (123) pare a fi mai aproape de adevăr; el bănuește ca sursă resturile de brachiopode, judecând după analogia cu fosforitele din Estonia, unde într'adevăr, în stratele cu fosforite se întâlnesc aglomerări mari de brachiopode. Părerea aceasta nu cred însă că poate fi aplicată și la fosforitele noastre din stratele de Naslavcea, unde resturile de brachiopode sunt de o extremă raritate.

Este incontestabil că în cazul fosforitelor noastre avem de a face cu b i o l i t e, însă formarea lor cred că a mers pe altă cale decât aceea bănuită de SAMOILOV.

S'a discutat destul și asupra condițiunilor batimetrice în care s'au format fosforitele paleozoice, în special cele din Suedia.

I. ANDERSSON (12), plecând dela datele oceanografice recente care constată prezența fosforitelor la adâncimi mari, admite condițiuni analoage și pentru fosforitele paleozoice.

Părerea aceasta a intrat însă de curând în conflict cu faptul că alături de fosforite au mai fost întâlnite în Suedia și conglomerate glauconitice, astfel că autorul a trebuit să intervie cu teoria eroziunilor submarine, pentru a salvă criteriul batimetric al fosforitelor.

Părerea noastră, exprimată în lucrarea pomenită, este că după toate probabilitățile, fosforitele dela Nistru au luat naștere în o lagună puțin turburată de aportul materialului detritic de pe continent. Un plancton bogat furnizà cantități mari de materie organică moartă care, supusă fenomenelor de dezagregare și recombinare sub apă, a dus la formarea fosforitelor.

Structura micro- și macroscopică a fosforitelor din șisturile de Naslavcea, în ce privește mecanismul formării lor, pare a confirmà părerea lui LACROIX exprimată cu privire la geneza cuercytelor. El admite existența anterioară

Institutul Geologic al României

a unui mineral cu structură radiară, după care ulterior s'au întâmplat fenomene de pseudomorfoză prin acțiunea fosforului.

Studiul microscopic al fosforitelor noastre a arătat că textura lor caracteristică este datorită aranjării radiare a sferolitelor, determinate, probabil, de un plan radiar preexistent infiltrării fosforului. Existența constantă a crăpăturilor stelare în centrul fosforitelor dovedește că volumul mineralului nou rezultat este mai mic decât al celui primar și că forma externă a fosforitului a fost fixată în faza cea mai tânără a fenomenului de difuziune petrecut.

Intercalațiunile bituminoase. Alături de fosforite mai găsim în șisturile de Naslavcea intercalațiuni subțiri lenticulare de o rocă marnoasă brună care dă spărturi concoidale. Suprafețele proaspete prezintă un luciu mat sidefos; la lupă se observă o microstratificație și urme rotunde sau ovale mici, scoase în relief sau scobite în rocă și neregulat împrăștiate sau aglomerate.

Asemenea rocă formează intercalațiuni subțiri lenticulare ce nu trec de 4—5 cm. grosime și se pierd curând în șisturile argiloase. Intercalațiunile acestea, deși rare ca răspândire, merită o atenție specială, deoarece ne dau oarecare indicațiuni asupra condițiunilor fizico-geografice în care s'au desvoltat șisturile de Naslavcea.

Lamelele mai subțiri desprinse din asemenea rocă se aprind la flacăra unei lumânări și ard cu o flacără lungă, fumegândă, răspândind miros de petrol. Analiza chimică elementară arată următoarea compoziție: [1])

Apă	la exic. cu Cl_2Ca. . .	0,477%
	la 100—105%	0,484%
Bitumen volatil		9,693%
Substanțe volatile		10,117%
Cărbune fix		23,10 %
Cenușă		66,77 %

Analizată la microscop în secțiuni subțiri, se observă mai întâiu o massă fundamentală brună-gălbuie; în ea se găsesc incluse corpuscule globulare sau ovale, de cele mai multe ori piritizate, variind ca mărime între 0,15—0,5 mm. în diametru. Alături mai apar filamente simple sau articulate, bastonașe, corpuri mici de tot globulare, sau cu contur neregulat.

După compoziția chimică și structura microscopică, roca aceasta amintește pe cea descrisă din Estonia sub denumirea de K u c k e r s i t și care acolo este răspândită la fel ca intercalațiuni subțiri în strate marnoase sau calcaroase. Prezintă la fel o culoare negricioasă; cuprinde 52% substanțe bituminoase, cantități mari de hidrosilicați de aluminiu, CaO_2 și puțin glauconit.

Kuckersitul din Estonia, în secțiuni microscopice, prezintă corpuri figurate mult asemănătoare cu cele dela noi. ZALESKY (158), LINDENBEIN (73)

[1]) Datoresc aceste date d-nei E. VĂSCĂUȚANU, pentru care îi mulțumesc.

Institutul Geologic al României

și RÜGER (109) au studiat amănunțit această rocă, ajungând la concluzia că corpusculele ovale reprezintă resturile unor alge din grupul Cyanophiceelor, determinate ca *Glaeocapsomorpha prisca* ZAL.

Vârsta șisturilor de Naslavcea și condițiunile fizico-geografice în care s'au desvoltat. Probe paleontologice directe asupra vârstei șisturilor de Naslavcea nu avem până în prezent, dar aceasta se poate deduce lesne din raporturile stratigrafice ce le prezintă cu formațiunile limitrofe. Din studiul gresiilor de Molodova, cunoaștem că acestea, între Molodova și C o r m a n i, se pierd subțiindu-se în orizonturile superioare ale șisturilor de Naslavcea. Deci cel puțin stratele superioare ale acestor formațiuni sunt contemporane gresiilor de Molodova. Constatarea aceasta pare a fi confirmată și de unele fapte observate chiar în interiorul șisturilor de Naslavcea. Am amintit la locul corespunzător cum că în zona cu fosforite pe lângă acestea se întâlnesc intercalațiuni subțiri lenticulare, formate din o rocă zoogenă bituminoasă, care, atât după compoziția chimică cât și după flora ce o cuprinde, aduce aminte foarte mult de formațiunea cunoscută în stratele din Estonia sub denumirea de « Kuckersit ». Stratele care acolo sunt caracterizate prin această formațiune sunt cele de Kuckers (Brandschiefer), făcând parte din orizontul *C* al lui SCHMIDT. Și dacă acuma ne aducem aminte că limita inferioară a gresiilor de Molodova, după o analiză destul de minuțioasă a unei faune bine reprezentate, am oprit-o tocmai deasupra acestui orizont, echivalența orizontului cu fosforite și intercalațiuni bituminoase din valea Nistrului cu stratele de Kuckers din Estonia este aproape sigură. E foarte probabil că întregul complex de șisturi de Naslavcea corespunde celor trei subdiviziuni ale orizontului *C* din Estonia și anume: stratelor de Itfer (C_3), de Kuckers (C_2) și orizontului cu *Echinosphaerites* (C_1).

In Suedia și regiunea Christianiei din Norvegia, șisturilor de Naslavcea le-ar corespunde jumătatea inferioară a subdiviziunilor Chamops-Kalk, după cum în Anglia trebue considerată ca echivalentă, jumătatea inferioară a Caradocianului.

E foarte curios faptul că cu toată legătura evidentă dintre șisturile de Naslavcea și gresiile fosilifere de Molodova, primele sunt extrem de sărace în fosile. După toate probabilitățile, în centrul basinului dela Atachi domniau condițiuni nu tocmai favorabile unor viețuitoare superior organizate. Putem bănui, nu fără temeiu, că în largul basinului dela Atachi se petreceau procese fizico-chimice analoage, întrucâtva, celor ce se produc astăzi în fundul multor lagune epicontinentale. Fenomenele acestea au avut drept efect că formele mai complicat organizate au emigrat spre zona litorală unde găsiau condițiuni mai prielnice de hrană și respirație.

Condițiunile de adâncime la care au putut să se depună șisturile de N a s l a v c e a, le-am analizat în parte cu ocazia discuției asupra genezei

Institutul Geologic al României

fosforitelor. Acolo am văzut că aproape toate motivele vorbesc pentru o mică adâncime a basinului.

Sunt interesante, în aceeaș ordine de idei, constatările făcute până în prezent asupra condițiunilor batimetrice în care s'a diferențiat Kuckersitul în Estonia. A fost precizat că algele care au dat naștere acestei roce duceau un mod de viață bentonic și având deci nevoie de lumină, nu puteau să se desvolte decât la o adâncime mică. Prin urmare, dacă atribuim formele noastre, aflate în intercalațiunile bituminoase din șisturile de Naslavcea, la acelaș grup, trebuie implicit să admitem totodată și condițiunile în care puteau exista.

5. Gresiile de Molodova

Caracterele generale. Sub denumirea aceasta înțeleg stratele de gresie formate pe versantul răsăritean al basinului de Atachi, acoperite la partea superioară de formațiunile calcaro-marnoase gotlandiene și având la bază depozitele de șisturi nisipoase sau argiloase micacee, negre, bituminoase. Zona de răspândire a gresiilor de Molodova este mărginită între gura Resteului, unde apar pentru prima dată deasupra nivelului de eroziune, și «Râpa lui Martin» de lângă Molodova, de unde, resfirându-se, se pierd în stratele de șisturi brune nisipoase, bituminizate. Distanța între aceste două puncte extreme, ce mărginesc gresiile de Molodova în răspândirea lor orizontală în valea Nistrului, nu trece de 20 km. în linie dreaptă, iar maximum de grosime vizibilă e de 4—5 m.

Gresiile acestea sunt de culoare gri mai închisă sau mai deschisă, roșietice sau verzui uneori, sfărămicioase sau dure, stratificate în bancuri groase, șistoase înainte de a se pierde în șisturile bituminoase.

Sunt constituite din fire mărunte, transparente, de cuarț, cimentate prin o massă argiloasă verde sau gălbuie sau un ciment silicios, în cazul din urmă fiind foarte dure, cuarțitice. Deseori, printre aceste elemente, în anumite orizonturi, când la partea superioară când la aceà inferioară a depozitului, se întâlnesc incluziuni de elemente rulate care ating până la 4 cm. în diametru și care dacă sunt adunate în număr mai mare pe unele zone, imprimă rocei un aspect micro-conglomeratic. Incluziunile rulate sunt de natură argiloasă, verzi, adesea cu cristale mărunte de pirită, elemente compacte, marnoase sau argiloase, de culoare neagră sau brună și fire mari, rotunjite, de cuarț. Când e dezagregat e friabil, sfărâmicios și prezintă numeroase pete ruginii.

Fauna gresiilor de Molodova. Pretutindeni unde am întâlnit gresii de Molodova acestea sunt fosilifere, în unele locuri mai mult, în altele mai puțin. Formele se întâlnesc mai des ca impresiuni sau mulaje lăuntrice, mai rar și resturi din schelete. N'am observat nici o regularitate în răspândirea formelor, acestea fiind dezordonat aglomerate în unele puncte sau distanțat răspândite în zonele mai puțin fosilifere. Acolo unde fosilele sunt mai aglomerate

Institutul Geologic al României

acestea reprezintă fragmente de schelete diferit orientate și aparținând la grupuri variate de animale. Singurele forme care au o răspândire zonară precisă sunt impresiunile vermiforme (Pl. V, Fig. 4) ce se întind aglomerate pe suprafața de contact între două bancuri de gresii, formând o zonă distinctă în mai multe puncte cercetate.

In gresiile de Molodova, au fost colectate și studiate de mine următoarele forme întâlnite în punctele arătate în tabloul ce urmează:

	Molodova	Polivanov Jar.	Comarova
ANTHOZOA			
Favosites fibrosa M. COY.	+	+	+
Streptelasma europaea F. ROEM.	—	+	+
Thecia confluens EICHW.	—	+	—
GRAPTOLOIDEA			
Thalograptus cfr. *ramulus* ÖP.	+	—	—
BRYOZOA			
Esthonipora communis BASSLER.	+	+	+
ECHINOIDEA			
Palaeocystites bessarabiaum n. sp.	+	—	—
Entroce de crinoidee	+	+	+
ANNELIDA			
Scolithus sp.	+	—	—
BRACHIOPODA			
Pholidops cfr. *antiquata* SCHL.	—	—	+
Philhedra mitrata HUENE.	—	—	+
» cfr. *Kokeni* HUENE.	—	—	+
Orthis calligramma DALM. var. *virgata* SOW.	+	+	+
» » *subplicata* REED.	—	—	+
Dalmanella testudinaria (DALM.)	+	+	+
» *elegantula* (DALM.)	+	+	+

Institutul Geologic al României

	Molodova	Polivanov Jar.	Comarova
Platystrophia biforata SCHLOTH. var. *fissicostata* M.Coy	+	+	+
» *chama* EICHW.	—	+	+
Plectambonites transversalis (WAHL.)	—	+	+
Strophomena imbrex DAV.	+	+	+
» *corrugatella* DAV.	+	+	+
» *Assmussi* VERN.	+	+	+
» *retroflexa* SALT.	+	+	—
» *semipartita* ROEM.	—	+	—
LAMELLIBRANCHIATA			
Modiolopsis incrassata EICHW.	—	+	+
» cfr. *lyrata* SALT.	—	—	+
Goniophora cymbaeformis SOW.	—	—	+
GASTROPODA			
Sinuites bilobatus (SOW.)	+	+	+
Murchisonia rudis KO.	—	+	—
Holopea simplex KO.	+	+	—
» *reticulata* n. sp.	+	—	—
Cyclonema cfr. *inaequistriatum* KO.	—	+	—
Worthenia esthona KO.	—	+	—
Megalomphala contorta EICHW.	—	—	+
Temnodiscus accola KO.	+	+	+
Trochonema cfr. *perlatum* KO.	—	—	+
CEPHALOPODA			
Ormoceras cfr. *vertebratum* HALL.	+	+	+
Discoceras antiquissimum (EICHW.)	—	+	—
Dawsonoceras annulatum (SOW.)	+	—	—
TRILOBITAE			
Asaphus sp.	—	+	—
Chasmops maximus F. SCHM.	+	+	+
» *Wesenbergensis* F. SCHM.	—	—	+

Institutul Geologic al României

	Molodova	Polivanov Jar.	Comarova
Chasmops marginatus? F. SCHM	+	—	—
» *Nieszkowskii* F. SCHM	—	—	+
Lichas affinis ANG.	+	—	—
» *Eichwaldi* NIESZK.	+	—	—
» *laciniatus* WAHL	+	—	—
Platylichas cicatricosus LOW.	+	+	—
» *planifrons* (ANG.)	+	—	—
» sp.	—	—	—
Calymmene (Pharostoma) pulchra BEYR.	+	—	—
Illaenus angustifrons var. *depressa* HOLM.	+	+	+
» *Roemeri* VOLB.	+	+	+
Proetus cfr. *modestus* TORNQ.	+	—	—
Pterygometopus sp.	+	—	—

Analiza faunei gresiilor de Molodova

Caracterele generale. Caracterul general al faunei gresiilor de Molodova ne arată că Basinul Moldo-Podolic din această fază nu avea altă legătură decât cu provincia paleo-zoo-geografică nord-europeană. Din 50 forme întâlnite de mine în aceste strate, 45 sunt comune cu provincia pomenită și numai 5 din fauna citată întâlnim și în aceà mediterană; cele mai multe din acestea din urmă au în general o rază de răspândire cosmopolită.

Dintre formațiunile ordoviciene din provinciile nordice, fauna gresiilor de Molodova prezintă mai mare asemănare cu cea baltică și în special cu fauna stratelor din Estonia. Comune sunt 32 din formele citate și anume:

Chasmops maximus
» *wesenbergensis*
» *Eichwaldi*
» *marginatus*
» *Nieszkowskii*
Lichas Eichwaldi
Platylichas cicatricosus
Illaenus Roemeri
» *angustifrons depressa*
Thalograptus cfr. *ramulus*
Strophomena Assmussi
Strophomena semipartita
» *imbrex*
Orthis calligramma virgata
Dalmanella testudinaria
» *elegantula*
Platystrophia biforata fissicostata
» *chama*
Thecia confluens
Streptelasma europaea
Esthonipora communis
Ormoceras cfr. *vertebratum*

Institutul Geologic al României

Discoceras antiquissimum	*Worthenia esthona*
Modiolopsis incrassata	*Megalomphala contorta*
Sinuites bilobatus	*Temnodiscus accola*
Murchisonia rudis	*Trochonema perlatum*
Holopea simplex	*Philhedra Kokeni*

Din toată fauna cunoscută de mine în gresiile de Molodova, 26% sunt proprii exclusiv formațiunilor din Estonia și celor din Basarabia. Formele acestea sunt următoarele:

Chasmops marginatus	*Worthenia estona*
» *Nieszkowskii*	*Megalomphala contorta*
Platystrophia chama	*Temnodiscus accola*
Strophomena semipartita	*Trochonema perlatum*
Modiolopsis incrassata	*Thecia confluens*
Murchisonia rudis	*Discoceras antiquissimum*

Thalograptus cfr. *ramulus*

După cum se poate constată mai jos, forme identice cu cele din gresiile de Molodova și în număr destul de mare, găsim în toate formațiunile apropiate din regiunile nordice.

Astfel cu Țara Galilor găsim 11 forme comune, adică 22% din fauna cunoscută, iar 28% sunt reprezentate și în formațiunile din Suedia.

Dacă am căută mai departe să continuăm comparațiunile și cu regiunile de tip zoo-geografic vest-mediteran, ne vom convinge că, în această fază, doar Basinul paleozoic Moldo-Podolic nu avea legătură geografică cu această provincie.

Formele comune gresiilor de Molodova și formațiunilor ordoviciene din Barrandian sunt:

Plectambonites transversalis	*Strophomena Assmussi*
Dalmanella testudinaria	*Sinuites bilobatus*
» *elegantula*	*Calymmene (Pharostoma) pulchra*

Toate acestea sunt de origină nordică, bucurându-se totodată de o răspândire geografică largă.

Corelațiunile faunei gresiilor de Molodova cu fauna diverselor orizonturi ordoviciene din țările nord-europene. Din analiza caracterelor generale ale faunei gresiilor de Molodova, am putut constată că există o legătură genetică strânsă între fauna acestor strate din Basinul paleozoic Moldo-Podolic și a formațiunilor analoage din regiunile baltice. In cazul acesta, o comparațiune mai detaliată cu unitățile stratigrafice din aceste regiuni ne va da posibilitatea să precizăm mai deaproape vârsta gresiilor de Molodova.

Datorită, în special, lucrărilor lui Fr. Schmidt (122), formațiunile ordoviciene din regiunile baltice se pot divide astăzi în mai multe orizonturi stratigrafice, bine caracterizate prin forme conducătoare.

Institutul Geologic al României

Formele:

Thalograptus cf. *ramulus*
Chasmops maximus
» *marginatus*
Temnodiscus accola
Megalomphala contorta
Holopea simplex
Esthonipora communis

întâlnite în gresiile de Molodova, caracterizează în Estonia stratele de Iewe și Kegel.

Formele proprii stratelor de Wesenberg, întâlnite și în gresiile de Molodova, sunt următoarele:

Chasmops Nieszkowskii,
» *Wesenbergensis*
Strophomena imbrex
Murchisonia rudis
Ormaceras vertebratum
Philhedra Kokeni

Orizonturile ordoviciene cele mai superioare — stratele de Lyckholm și Barkholm din Estonia — par a fi mai bine reprezentate în gresiile de Molodova. Dintre formele caracteristice acestui orizont, la noi găsim:

Chasmops Eichwaldi
Lichas Eichwaldi
Platylichas cicatricosus
Illaenus Roemeri
» *angustifrons depressa*
Platystrophia chama
Strophomena Assmussi
» *semipartita*
Dalmanella testudinaria
Sinuites bilobatus
Worthenia esthona
Trochonema perlatum
Cyclonema inequistriatum
Discoceras antiquissimum
Streptelasma europaea
Thecia confluens
Modiolopsis incrassata

Sincronismul gresiilor de Molodova cu stratele de Bala — Caradoc din Țara Galilor este confirmat prin prezența următoarelor forme:

Orthis calligramma virgata
» *subplicata*
Platystrophia biforata fissicostata
Dalmanella testudinaria
Strophomena corrugatella
Strophomena retroflexa
Modiolopsis lyrata
Sinuites bilobatus
Favosites fibrosa
Streptelasma europaea
Lichas laciniatus

Legătura gresiilor de Molodova cu formațiunile din Suedia pare a fi mai puțin accentuată. Aceasta se datorește mai mult faptului că pe lângă formele de tip baltic, în această regiune joacă un rol stratigrafic important și unele de tip bohem, care la noi lipsesc cu desăvârșire. Totuș sunt forme comune și cu această provincie. Astfel orizontului Chasmops-Kalk îi corespund formele:

Chasmops maximus
Chasmops Wesenbergensis

Institutul Geologic al României

Holopaea simplex *Philhedra mitrata*
Platystrophia biforata fissicostata

Formele comune cu Trinucleus-Stufe se reduc la:

Calymmene (Pharostoma) pulchra *Illaenus Roemeri*

Analogia cu unele variațiuni faciale ale orizonturilor ordoviciene superioare din Suedia este mai accentuată. Asemănarea e mare, în special cu faciesul de Leptaena-Kalk din Dalarne, din fauna căruia la Nistru găsim următoarele forme:

Chasmops maximus
Lichas Eichwaldi
» *affinis*
» *laciniatus*
Platylichas cicatricosus
» *planifrons*
Illaenus Roemeri
Illaenus angustifrons depressa
Orthis calligramma virgata
Dalmanella testudinaria
Platystrophia biforata fissicostata
Strophomena imbrex
» *corrugatella*
Sinuites bilobatus

Vârsta gresiilor de Molodova. Din comparațiunile făcute mai sus între fauna gresiilor de Molodova și a formațiunilor ordoviciene din Estonia, cu care am văzut că prezintă legături genetice strânse, reiese clar că gresiile noastre sunt sincronice ultimelor orizonturi ordoviciene superioare din această țară.

In gresiile de Molodova, noi am urmărit mai multe forme care în Estonia caracterizează în parte stratele de Iewe și Kegel (orizonturile D_1 și D_2), cele de Wesenberg (orizontul E) cât și cele formate în cea mai din urmă fază ordoviciană — stratele de Lyckholm și Borkholm (orizonturile F_1 și F_2). N'am găsit în schimb, nici un element care ne-ar indică în mod sigur și prezența unor alte orizonturi mai inferioare. Este adevărat că unele din formele citate se întâlnesc în Estonia și în orizontul C, fără a fi însă elemente tipic conducătoare. Ceeace ne-ar face să bănuim mai mult existența unui nivel stratigrafic mai inferior, este faptul că în gresiile de Molodova se întâlnește o formă de *Palaeocystites* care, întrucâtva, amintește unele din formele conducătoare pentru orizonturile cu Echinospheriți din regiunile baltice.

Dacă pe de altă parte facem un raport numeric între formele dela noi, după orizonturile în care se întâlnesc în stratele din Estonia, constatăm că cele mai multe se grupează în jurul ultimelor două orizonturi. Aceasta nu pare a fi numai întâmplător, întru cât dacă deplasăm comparațiunile spre altă regiune cu faună ordoviciană de acelaș caracter paleo-zoogeografic, vom fi nevoiți să facem constatări identice. Comparând fauna noastră cu formațiunile din Suedia, observăm că cea mai mare afinitate o prezintă cu fauna faciesului

Institutul Geologic al României

de Leptaena-Kalk din D a l a r n e, care se știe că reprezintă ultimele depozite ordoviciene în această parte.

In formațiunile ordoviciene de pe insulele britanice, formele comune cu ale noastre am văzut că sunt localizate în stratele de B a l a - C a r a d o c, în special în faciesul de K e i s l e y L i m e s t o n e, care deasemenea reprezintă ultimul termen stratigrafic ordovician. Constatările acestea arată, prin urmare, că gresiile de Molodova au fost depuse în faza de încheere a sistemului ordovician, reprezentând în valea Nistrului stratele cele mai superioare ale depozitelor din această perioadă, echivalente A s h g i l l i a n u l u i și stratelor superioare ale C a r a d o c i a n u l u i.

Prin urmare depozitele paleozoice din partea sud-estică a Basinului Moldo-Podolic capătă, în lumina faptelor mai sus descrise, cu totul altă orientare stratigrafică decât cea atribuită de autorii precedenți [1]).

Faciesul gresiilor de Molodova. Constituția petrografică a formațiunii vorbește în mod clar pentru un facies litoral. In afară de aceasta, unele elemente faunistice ca formele de *Modyolopsis*, de exemplu, care prezintă o scoică destul de groasă, dau de bănuit existența unui mediu adesea agitat. Cu toate acestea, eu cred că gradul de agitare a valurilor în zona în care s'au format gresiile de Molodova, nu trebuie dus până la comparația cu zonele litorale marine puternic agitate. Zonele acestea lasă în urmă fenomene morfologice și asociațiuni biologice care diferă de cele observate în stratele acestea dela Nistru. Acì, alături de forma citată găsim bryozoari, corali și trilobiți, care n'ar fi putut, de sigur, suportà deopotrivă agitații mari de valuri. Pe de altă parte, apropierea imediată a malului este indicată prin prezența incluziunilor rulate de șisturi verzi care, fiind de o duritate foarte mică, n'ar fi suportat transporturi mari. Rămâne de bănuit că malul nu erà la mare depărtare și eroziunea lui erà puțin activă, judecând după cantitatea mică de elemente terigene, transportate și neregulat răspândite în stratele descrise.

[1]) Chiar în lucrarea recentă a d-lui R. KOZLOWSKI (60) este greșit atribuită vârsta de Wenlock, depozitelor paleozoice din Podolia, cuprinse între punctele L i a d o v a și K i t a j g o r o d. Pe sectorul acesta în malul Nistrului găsim desvoltate numaì șisturile argiloase, sau nisipoase, brune, care apoi spre Vest trec la partea superioară în gresii de Molodova, acestea din urmă fiind acoperite de stratele gotlandiene cele mai inferioare. Ori, nici una din aceste formațiuni nu corespund poziției stratigrafice atribuite de autor. Greșala d-luì R. KOZLOWSKI e cu atât mai regretabilă, cu cât în timpul când l-am vizitat la Warșovia d-sa făceà ultima corectură paginată a tabelei synoptice, anexate la lucrarea pomenită și deci erà posibil de a evità această confuzie. In faza aceasta d-sa erà de părere că toate depozitele din jumătatea sud-estică a Basinului Moldo-Podolic, cunoscute ca nefosilifere, reprezintă un echivalent al stratelor de W e n l o c k, desvoltat sub un facies calcaro-marnos fosilifer în partea de Vest a basinului. L-am convins că nu are dreptate și cu toate schimbările aduse tabelei s'a strecurat totuș greșala aceasta, e drept mai mică, datorită faptului că, din comunicarea ce i-am făcut, a înțeles drept gresii de M o l o d o v a gresiile de C o s ă u ț i, care sunt mult mai inferioare și au cu totul altă răspândire în valea Nistrului.

Institutul Geologic al României

Asemenea condițiuni sunt caracteristice unor lagune lipsite de aporturi mari de pe continent, mai ales dacă intervin și condițiuni de climă aridă.

Faptul că spre C o r m a n gresiile de Molodova se pierd în șisturile bituminoase, ne întărește și mai mult ideia că gresiile de Molodova sunt depozite de țărm, formate pe coastele basinului de A t a c h i.

CAPITOLUL II

FORMAȚIUNILE GOTLANDIENE

Incepând de lângă Molodova și până la granița polono-română, găsim desvoltate în malul Nistrului strate paleozoice ce aparțin sistemului G o t l a n d i a n.

Putem distinge două complexe principale de strate, deosebite ca vârstă, răspândire și condițiuni fizico-geografice în care s'au format, și anume: unul b a s a r a b e a n și altul b u c o v i n e a n.

Ca răspândire, primul ține de sectorul nordic basarabean al văii Nistrului și este reprezentat prin formațiuni calcaroase sau marnoase, ambele de culoare cenușie-murdară, verzuie sau vânătă și de cele mai multe ori cu o stratificație neregulat șistoasă, gneisiformă. Felul acesta de șistozitate este datorit abundenței fosilelor în jurul cărora roca devine mai compactă, formând nodozități de felul unor concrețiuni cu contur neregulat. Stratele acestea alternează cu altele regulat șistoase sau bancuri de calcar cu stratificația slab diferențiată; în cele mai multe cazuri, formațiunile din urmă sunt puțin fosilifere.

Al doilea complex de strate îl găsim desvoltat în cuprinsul sectorului bucovinean al văii Nistrului; este reprezentat prin șisturi argiloase de culoare gri-închisă, măslinie, fin șistoase, așezate în strate ca filele în carte. Stratele argiloase sunt întrerupte adesea de intercalațiuni calcaroase în permanență subordonate celor dintâiu, ca răspândire verticală și orizontală. Numai în regiunea extrem-vestică de răspândire a complexului bucovinean, observăm pe un sector restrâns că la constituția acestuia iau parte și formațiuni arenacee, cu care, dealtfel, se și încheie depozitele gotlandiene din malul românesc al Nistrului.

Mai mult după criterii paleontologice, vom distinge în formațiunile gotlandiene din valea Nistrului următoarele subdiviziuni stratigrafice:

C o m p l e x u l b a s a r a b e a n

6. Strate de Resteu.
7. Stratele inferioare cu corali și brachiopode { *a)* Șisturi marnoase, cu Strophomenide. *b)* Șisturi calcare cu *Favosites*.
8. Strate de Hotin { *a)* Calcare dolomitice. *b)* Șisturi cu *Eurypterus*.
9. Stratele superioare cu corali și brachiopode.
10. Strate de Ruhotin.

Institutul Geologic al României

Complexul bucovinean

11. Șisturi de Onut.
12. Gresii de Babin.

A) COMPLEXUL BASARABEAN

6. Stratele de Resteu

Deasupra gresiilor de Molodova urmează, în malul românesc al Nistrului, șisturi argiloase sau calcaroase de culoare verzuie sau gri-murdară, cu sau fără concrețiuni noduloase, alternând la partea superioară cu strate de calcar negru, compact, bituminos.

In stratele inferioare mai nisipoase, se întâlnesc, lângă Comarova, incluziuni rulate de șisturi verzi și intercalațiuni subțiri de gresie.

Limita inferioară a acestor strate este clar marcată în punctele unde formațiunea se așterne direct peste gresiile de Molodova (Pl. III, Fig. 1).

La partea superioară, formațiunea aceasta trece pe nesimțite în orizontul următor, fără ca să se poată stabili precis o limită petrografică între ambele orizonturi.

Răspândirea stratelor de Resteu în malul românesc al Nistrului este neînsemnată. Punctul extrem-vestic, unde e de bănuit că acest orizont apare pentru prima oară deasupra nivelului actual de eroziune, este gura Șostului, de unde se întinde apoi spre Est, până la Molodova.

In malul nostru eu n'am întâlnit formațiuni de tipul acesta; mai la Est de localitatea pomenită însă, pe cel ucrainean, la Liadova, un punct situat în dreptul Naslavcei, J. SIEMIRADZKI (113) citează strate de calcar bituminos cu concrețiuni mici de fosforite, așternute direct peste șisturile de Naslavcea.

Din stratele acestea el citează:

Leptaena transversalis
Strophomena rhomboidalis
Trimerella sp.
Pterinea cf. *reticulata*
Plumulites sp.
Hallia mitrata

Reiese, prin urmare, că stratele de Resteu au fost accentuat erodate în perioadele continentale lungi de mai târziu.

Formele întâlnite de mine în stratele de Resteu sunt următoarele:

	Molodova	Comarova	R. Atachi	Gruşeva	Gura Şostului
ANTHOZOA					
Hallia mitrata HIS.	—	—	+	+	+
Favosites gotlandicus L.	+	+	+	+	+

Institutul Geologic al României

	Molodova	Comarova	R. Atachi	Gruşeva	Gura Şostului
Halysites catenularius L.	—	+	—	+	+
Heliolites interstinctus L.	—	+	+	+	+
BRACHIOPODA					
Dinorthis porcata (Mc. Coy) var *grandis* Portl.	—	+	+	—	—
» *rustica* (Sow.)	+	—	+	—	—
Orthis cfr. *Bouchardi* Dav.	—	+	+	—	—
Rhipidomella hybrida (Sow.)	+	+	+	—	+
Dalmanella elegantula (Dalm.)	—	+	+	—	+
Bilobites bilobus L.	+	+	+	+	+
Strophomena cfr. *interstrialis* Phill.	—	+	+	+	—
Strophomena compressa Sow.	—	+	—	—	—
» *antiquata* Sow.	—	+	+	+	—
Strophonella euglypha (His.)	—	—	+	+	+
Platystrophia biforata Eichw. var. *subplicata* Reed.	—	+	+	—	—
Wilsonia Davidsoni (Mc. Coy)	+	—	+	+	+
Laptaena rhomboidalis (Wilk.)	—	+	—	—	+
» *rhomboidalis minima* St.	—	—	+	—	—
Plectambonites transversalis (Wahl)	+	+	+	—	—
» *5-costata* Mc. Coy	—	—	+	—	—
» *equalis* Teich.	—	+	+	—	—
Triplecia insularis Eichw.	—	+	+	—	—
Atrypa marginalis (Dalm.)	—	—	+	+	—
» *imbricata* Sow.	—	—	+	—	—
» *hemisphaerica* Sow.	+	+	+	—	—
Cyrtina aff. *biplicata* Hall.	—	—	+	—	—
Cyrtia exporrecta (Wahl.)	—	—	—	—	+
GASTROPODA					
Platyceras cornutum (His.)	—	—	+	—	—
Loxonema cfr. *sinuosum* (Sow.)	—	—	+	—	—
Subulites sp.	—	—	+	—	—
Globospira pillula Ko.	—	—	+	—	—
Sinuites cfr. *bilobatus* (Sow.)	—	—	+	—	—

Institutul Geologic al României

	Molodova	Comarova	R. Atachi	Gruşeva	Gura Şostului
LAMELLIBRANCHATA					
Nucula cfr. *triangularis* EICHW.	—	+	+	—	—
CRUSTACEA					
Acydaspis coronata SALT.	—	—	+	—	+
Calymmene Bluemenbachii BROGN.	—	+	+	—	+
» *spectabilis* ANG.	—	—	+	—	—
» *intermedia* LINDSTR.	+	+	—	—	—
Proetus Stokesi MURCHIS	—	+	+	—	—
Encrinurus punctatus WAHL.	—	—	—	—	+
Sphaerexochus cfr. *mirus* BEYR.	—	—	+	—	—

Analiza faunei şi poziţia stratigrafică. Caracterul general al faunei stratelor de Resteu pare a demonstră că legătura între Basinul Moldo-Podolic şi regiunea zoogeografică nordică, n'a fost întreruptă cu începerea sistemului gotlandian.

Forme caracteristice altor provincii zoogeografice nu întâlnim în fauna explorată, şi acesta este un caracter propriu al stratelor de Resteu.

Cele mai multe din elementele citate în tabloul de mai sus, la noi şi în alte provincii de facies nordic, au o răspândire verticală destul de mare afară de:

Dinorthis porcata grandis
Strophomena compressa
Plectambonites 5-costata
Triplecia insularis
Atrypa hemisphaerica şi
Plectambonites equalis,

care pretutindeni nu trec mai sus de orizonturile echivalente Valentianului.

Astfel *Triplecia insularis* EICHW. apare de timpuriu în formaţiunile paleozoice din insulele Britanice, unde o găsim citată în stratele de Llandeilo, Caradoc şi Llandovery.

COUPER-REED citează această formă în stratele de Withousegroup din Girvan-distrikt (Aschgillian).

Se mai întâlneşte în fauna de Keysley Limestone, alături de: *Strophomena corrugatella*, *Sphaerexochus mirus*, *Leptaena rhomboidalis*, etc.

In Estonia, SCHMIDT şi EICHWALD citează această formă în stratele de Lyckholm (F), iar KIAER (64) în oriz. 6—8 din Norvegia.

Institutul Geologic al României

Este important că, în regiunile baltice, *Triplecia insularis* își face apariția mai târziu, fapt care pare a trăda originea ei britanică.

Dinorthis porcata (Mc. Coy) *grandis* Portlock este o formă nu mai puțin caracteristică marnelor de Resteu.

Sub forma tipică de *Dinorthis porcata* se întâlnește în stratele superioare ordoviciene din Britania în Cuntley-district, alături de *Orthis calligramma*, *Strophomena corrugatella*, *Triplecia insularis* și *Leptaena sericea*.

In fauna de Montgommeryshire (Llandovery) forma aceasta se găsește alături de *Daya navicula*, *Bilobites biloba*, *Strophomena corrugatella*, *Triplecia insularis*, *Leptaena rhomboidalis*, *Orthis rustica*, *D. testudinaria*, *D. elegantula*, etc.

In Norvegia a fost întâlnită în orizontul 5; în stratele ordoviciene superioare din Alpii de Est, o găsim citată de Heritsch (53).

Dinorthis anticostiensis (Shaler), din stratele ordoviciene superioare din Anticosti-Islanda, este o formă mult apropiată celei dela noi, și cu atât mai mult, cu cât Billings și Schuchert consideră și aceasta drept *D. porcata* Mc. Coy.

Se mai întâlnește și în stratele de Caradoc din masivul Brabant din Belgia.

Strophomena compressa Sow., în insulele Britanice este semnalată în strate de Caradoc și Upper Llandovery, alături de *Leptaena quinquecostata* (Mc. Coy).

Plectambonites equalis e descrisă de Teichert (145) din stratele de Tamsal în Estonia și insula Dago, care sunt considerate ca echivalente Valentianului.

Din această analiză sumară reiese că stratele de Resteu trebue considerate ca un orizont stratigrafic de sine stătător, având mai multe caractere specifice, subliniate mai sus.

Ca vârstă, stratele de Resteu formează termenul cel mai inferior al Gotlandianului dela Nistru, echivalent: oriz. *G—H* din Estonia, 6—7 din Norvegia și Valentianului din Anglia.

In Barrandian, între Ordovician și Gotlandian, există, după cum s'a dovedit, un hiatus stratigrafic corespunzător zonei cu *Cephalograptus acuminatus* din stratele valentiene din Anglia, astfel că rămân echivalente stratelor noastre, cele două zone cu *Diplograptus vesiculosus* și *Rastrites peregrinus*.

Caracteristica paleontologică a stratelor de Resteu o formează următoarele specii:

Hallia mitrata His.
Atrypa hemisphaerica Sow.
Dinorthis porcata Mc. Coy var. *grandis* Portl.
Strophomena rhomboidalis Wilck var. *minima* St.
Orthis cfr. *Bouchardi* Dav.

Institutul Geologic al României

Platystrophia biforata SCHLOTH. var. *subplicata* REED.
Plectambonites 5-costata MC. COY. *Triplecia insularis* EICHW.
» *equalis* TEICH. *Globospira pillula* KO.
Rhipidomella hybrida (SOW.) *Loxonema* aff. *simuosum* (SOW.)
Strophomena cfr. *interstrialis* PHILL. *Sinuites* aff. *bilobatus* (SOW.)
» *compressa* SOW. *Subulites* sp.
» *antiquata* SOW. *Calymmene intermedia* LINDSTR.
Proetus Stokesi MURCH.

7. Stratele inferioare cu corali și brachiopode

Deasupra stratelor de Resteu urmează calcare sau marne noduloase de o culoare cenușie murdară, cu nuanță vânătă sau verzuie, prezentând o șistozitate neregulată, gneisiformă. In unele puncte se mai intercalează și strate puțin groase de calcar compact, albăstrui, stratificat în pături mai groase, fără nodozități; mai rar, calcare zoogene nestratificate.

Orizontul acesta apare deasupra nivelului apei Nistrului, doi km. mai la Vest de Hotin și se continuă apoi spre Est până la gura Resteului.

In linii generale, în toată răspândirea orizontului descris, acesta variază puțin din punct de vedere litologic. Intre Hotin și Voronovița formațiunea e mai calcaroasă, pe când în zona din spre gura Resteului predomină o constituție marnoasă a stratelor.

Există o deosebire vădită între fauna stratelor din sectorul mai calcaros și cel marnos; fiecare prezintă câte un habitus faunistic specific, dar care în ultimă analiză se constată a fi de aceeaș valoare stratigrafică. Astfel va trebui să distingem în cadrele acestui orizont două faciesuri deosebite și anume: un facies de șisturi marnoase cu brachiopode, printre care predomină Strophomenidele și Atrypidele și altul de șisturi mai mult calcaroase în care predomină coralii, în special genul *Favosites*.

7 *a*) Șisturi marnoase cu Strophomenide

Caracterele generale. Stratele de Resteu trec treptat la partea superioară în marne calcaroase, gneisiform stratificate, noduloase, de culoare cenușie-murdară (Pl. III, Fig. 3). In aceste strate, coralii și stromatoporidele se întâlnesc numai accidental, pe când brachiopodele joacă rolul cel mai important ca număr de indivizi și variațiuni. Maximum de desvoltare ating stratele acestea la gura Șostului, unde ajung la o grosime de vreo 30 m. Spre Vest de Nagoreni încep a se întâlni tot mai des și corali, cari deja la Voronovița dau tonul principal unor strate analoage. Dela gura Șostului spre Est, orizontul acesta se subțiază treptat, dispărând înainte de Comarova. Din șisturile marnoase cu brachiopode, eu am recoltat formele:

Institutul Geologic al României

	R.-Atachi	Gruşeva	Nagoreni	Gura Şostului
ANTHOZOA				
Favosites gotlandicus L.	+	+	+	+
» *Forbesi* EDW. et H.	—	—	+	+
Halysites catenularius L.	+	—	+	+
Heliolites interstinctus L.	+	+	—	+
Aulacophyllum mitratum (SCHLOTH.)	—	+	+	+
Cyathophyllum sp.	+	+	—	—
Omphyma sp.	+	—	+	+
HYDROZOA				
Stromatopora sp.	+	—	+	—
BRACHIOPODA				
Atrypa reticularis L.	+	+	+	+
» *Grayii* DAV.	+	—	—	—
» *marginalis* (DALM.)	—	—	+	—
» *Thisbe* BARR.	+	+	+	—
» *insolita* BARR.	+	+	—	—
» *Thetis* BARR.	—	+	—	—
» *imbricata* SOW.	+	—	+	—
Daya aff. *navicula* (SOW.)	+	—	—	—
Hindella aff. *umbonata* HALL.	+	—	—	—
Athyris depressa (SOW.)	+	—	—	—
Merista hecate BARR.	+	+	—	—
» *passer* BARR.	+	+	—	—
Meristina tumida DALM.	—	+	—	—
Glassia obovata SOW.	+	+	—	—
» *compressa* SOW.	+	—	+	—
Pentamerus (Barrandella) linguiferus SOW.	+	+	+	—
Sieberella Sieberi (BARR.)	+	+	+	—
Strophomena aff. *Studenitzae* WEN.	+	+	+	—
Strophonella euglypha (SOW.)	+	—	—	—
Leptaena rhomboidalis WILCK.	+	—	—	—
Dictyonella Capewelli (DAV.)	+	—	—	—

Institutul Geologic al României

	R.-Atachi	Gruşeva	Nagoreni	Gura Şostului
Rhipidomella hybrida (Sow.)	+	—	+	—
Spirifer robustus Barr.	+	—	—	—
» *crispus* His.	+	+	—	+
» *elevatus* Dalm.	+	+	+	+
» *togatus* Barr.	+	—	—	—
Cyrtia exporrecta (Wahl.)	+	+	—	—
Cyrtina aff. *biplicata* Hall	+	+	—	—
Schellwienella praeumbracula Kozl.	—	+	—	—
Dalmanella elegantula (Dalm.)	+	+	—	—
Gipidula galeata (Dalm.)	+	—	—	—
Bilobites bilobus L.	+	—	—	—
Wilsonia Davidsoni (Mc. Coy)	+	+	—	—
Plectambonites transversalis (Wahl.)	+	+	+	—
Lamellibranchiata				
Ambonychia striata Sow.	+	—	—	+
Mytilus parens Barr.	—	+	—	+
Pterinea concentrica Wen.	+	+	—	—
Cypricardinia squamosa Eichw.	+	—	—	—
Nucula cfr. *triangularis* Eichw.	+	—	—	—
Gastropoda				
Trochus? wisbiensis Lindstr.	—	—	+	+
Poleumita discors (Sow.).	—	+	—	+
Platyceras cornutum (His.).	+	+	—	—
Loxonema sinuosum (Sow.).	+	—	—	—
Globospira aff. *pillula* Ko.	+	—	—	—
Cephalopoda				
Dawsonoceras annulatum (Sow.).	+	+	+	+
Orthoceras sp.	+	+	+	+
Crustacea				
Proetus concinus Dalm.	+	—	—	—

Institutul Geologic al României

	R.-Atachi	Gruşeva	Nagoreni	Gura Şostului
Encrinurus punctatus WAHL.	+	+	—	—
Calymmene tuberculata BRÜNN	+	+	—	+
Acidaspis coronata SALT.	+	+	+	—
Dalmania cfr. *caudata* EMR.	—	+	—	—
Calymmene spectabilis ANGH.	+	—	—	—
Sphaerexochus mirus BEYR.	+	+	—	—
Illaenus Bouchardi BARR.	+	—	—	+
Bumastus barriensis MURCHIS	+	—	—	—

Pe lângă formele întâlnite de mine, WIENJUKOW (152) mai citează în strate analoage din malul ucrainean şi următoarele forme:

BRACHIOPODA

Lingula Lewisii SOW.
Orthis cfr. *lunata* SOW.
Strophomena comitans BARR.
» *semiovalis* WEN.
Retzia Barrandei DAV.
» *aplanata* WEN.
Atrypa analoga WEN.
» *Lindstromi* WEN.
» *cordata* LINDSTR.
» *sinuata* WEN.
Rhynchonella sphaerica SOW.
» *ancylians* BARR.
» *delicata* WEN.

LAMELLIBRANCHIATA

Mytilus cfr. *insolitus* BARR.
Ptychodesma Nilsoni HIS.
Lunulicardium cfr. *Bohemica* BARR.

GASTROPODA

Oriostoma heliciforme WEN.
Pleurotomaria labrosa HIS.
Cyclonema carinatum SOW.
var. *multicarinatum* LINDSTR.

CEPHALOPODA

Orthoceras Althii WEN.
» *multilineatum* WEN.
Trochoceras cfr. *asperum* BARR.

Raportul numeric între diferitele grupuri de animale, întâlnite până în prezent în orizontul acesta, este următorul:

Anthozoa	6%
Brachiopoda	56%
Lamellibranchiata	10%
Gastropoda	10%
Cephalopoda	6%
Crustacea	15%

Institutul Geologic al României

Poziția stratigrafică a stratelor orizontului studiat reiese din tabloul de mai jos, care totodată redă și raportul numeric al speciilor în legătură cu răspândirea lor în diverse strate gotlandiene din regiunile indicate.

Gotland (Hede)			Norvegia (Kiaer)				Regiunile baltice (Schmidt)				Anglia (Lapw.)			Barrandian (Kettner)			
1—5	6—9	10—12	6	7	8	9	G	H	I	K	Valentian	Low. Salopian	Upp. Salopian	eα.	eβ.	eγ.	f.
47%	39%	10%	10%	19%	22%	16%	22%	12%	16%	12%	14%	50%	32%	12%	47%	11%	25%

Din tabloul de mai sus reiese, mai mult sau mai puțin clar, că orizontul acesta cu brachiopode este echivalent orizonturilor 1—5 din Gotland, cu care prezintă 47% forme comune, și celor inferioare Salopiene din insulele Britanice, având cele mai multe forme de tipul acestui orizont (50%).

Formele caracteristice nivelelor stratigrafice mai sus citate, din cele prezente în șisturile marnoase cu strophomenide, sunt următoarele:

Favosites Gotlandicus L.
Glassia compressa Sow.
Atrypa imbricata Sow.
Dictyonella Capewelli (Dav.)
Retzia Barrandei Dav.
Wilsonia sphaerica (Sow.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Poleumita discors (Sow.)
Dawsonoceras annulatum (Sow.)

Formele comune cu faciesul următor cu corali dela noi sunt:

Halysites catenularius
Favosites Forbesi
» *Gotlandicus*
Heliolites interstinctus
Glassia compressa
Cyrtia exporrecta
Atrypa reticularis
» *marginalis*
» *Thetis*
Plectambonites transversalis
Poleumita discors
Dalmanella elegantula
Schellwienella praeumbracula
Leptaena rhomboidalis
Strophonella euglypha
Cypricardia aff. *squamosa*
Ambonychia striata
Mytilus parens
Calymmene tuberculata
Proetus concinus
Sphaerexochus mirus
Encrinurus punctatus

7 *b*) Șisturile calcaroase cu Favosites

Intre Hotin și Voronovița, la baza formațiunilor paleozoice din valea Nistrului, întâlnim strate de calcar, câteodată semicristalin, de culoare

Institutul Geologic al României

gri-verzuie sau vânătă, care alternează adesea cu marne argiloase de aceeaș culoare.

Stratele acestui orizont prezintă o stratificație șistoasă neregulată, gneisiformă, (Pl. IV, Fig. 1) datorită numeroaselor concrețiuni formate în jurul resturilor animale.

Grosimea stratelor ce intră în compoziția acestui orizont este variabilă. SINZOW (124) a observat că întregul complex de strate din malul Nistrului formează, între Hotin și Percăuți, un larg sinclinal, astfel că formațiunea aceasta se prezintă mai slab desvoltată între localitățile pomenite.

Din punct de vedere paleontologic, stratele acestea se caracterizează în linii generale prin abundența elementelor de tip recifal; coralii, bryozoarele și stromatoporidele, dau tonul principal întregului ansamblu faunistic. In special abundă coralii de genul *Favosites*.

Formele sunt răspândite în asociațiuni, compunând adesea aglomerații nestratificate de tipul unor recifi, în apropierea cărora nu lipsesc nici depozitele de detritus recifal, adesea oolitic.

Bryozoarele și brachiopodele sunt răspândite pe suprafața stratelor în felul calcarelor de Dudley, pe câtă vreme stromatoporidele le găsim mai des în asociație cu coralii, formând aglomerațiuni neregulate de formă și mărime diferite.

Formele întâlnite de mine în localitățile indicate sunt următoarele:

	Hotin	Percăuți	Bârnova	Cămăuca	Voronovița
ANTHOZOA					
Halysites catenularius L.	—	+	+	+	+
Favosites Forbesi EDW. H.	+	+	+	+	+
» *Hisingeri* EDW. H.	+	+	—	+	+
» *Gotlandicus* L.	+	+	+	+	+
Heliolites interstinctus L.	+	+	+	—	—
Cyathophyllum pseudodianthus WEIS.	+	—	+	+	—
» aff. *pseudoceratites* MC. COY	+	+	+	—	—
» *articulatum* WAHL.	—	—	—	+	+
Ptychophyllum truncatum L.	+	—	+	—	+
Aulacophyllum mitratum (SCHLOTH.)	+	+	—	+	+
» *Angelini* WED.	—	+	+	+	—
Rhizophyllum gotlandicum ROEM.	+	+	+	—	—

Institutul Geologic al României

	Hotin	Percăuți	Bârnova	Cămăuca	Voronovița
Holmophylium aff. *Holmi* WED.	—	+	—	—	—
Pilophyllum aff. *Munthei* WED.	—	—	—	—	+
Cystiphyllum cilindricum LONSD.	—	+	+	—	—
Palaeocyclus porpita L.	—	+	—	+	—
» *Fletscheri* EDW. H.	+	+	+	—	—
Nicholsonella curta POCTA.	—	+	—	—	—
Syringopora bifurcata LONSD.	—	+	+	+	—
Pachypora lamellicornis LINDSTR.	+	—	+	—	—
Aulopora cfr. *repens* ROEM.	—	—	—	+	+
Syringopora serpens L.	—	+	—	+	—
CEPHALOPODA					
Dawsonoceras annulatum (SOW.)	—	+	—	+	+
Orthoceras sp.	+	+	+	+	+
OSTRACODA					
Leperditia Hisingeri SCHMIDT	—	+	—	+	+
» *phaseolus* HIS.	+	+	—	+	+
» sp.					
Beyrichia sp.	+	+	—	—	—
TRILOBITAE					
Calymmene tuberculata BRÜNN.	—	+	+	+	—
Phacops cfr. *latifrons* BRON.	—	+	—	—	+
Proetus concinus DALM.	—	—	—	+	+
Sphaerexochus mirus BEYR.	—	—	—	+	+
Encrinurus punctatus WAHL.	+	+	+	—	—
Acidaspis sp.	—	+	—	—	—
Illaenus sp.	—	+	—	+	—
HYDROZOA					
Labechia conferta LINDSTR.	—	—	—	+	+
Dictiostroma undulatum (NICH.)	+	+	—	+	—
Coenostroma discoideum (LONSD.)	+	+	—	+	+

Institutul Geologic al României

	Hotin	Percăuți	Bârnova	Cămăuca	Voronovița
Clathrodictyon striatellum (d'ORB.)	—	+	+	+	+
Stromatopora aff. *constellata* HALL.	+	—	+	+	+
CRINOIDEA					
Crotalocrinus sp.	—	—	+	+	+
Numeroase entroce, diverse specii	+	+	—	+	+
ANNELIDA					
Cornulites serpularius SCHLOTH.	—	+	—	—	+
BRYOZOA					
Batostoma cfr. *fertile* ULR.	—	+	+	—	+
Archaeopora cfr. *radians* EICHW.	—	+	+	+	—
Monticulipora cfr. *Fletscheri* L.	—	—	+	+	—
Fistulipora cfr. *corticea* HNG.	—	+	+	+	—
» cfr. *mutabilis* HNG.	—	—	+	—	+
Coenites repens WAHL.	—	—	—	+	+
Monotrypa sp.	—	+	+	+	—
BRACHIOPODA					
Atrypa reticularis L.	+	+	+	+	+
» *marginalis* (DALM.)	—	—	—	—	+
» *Thetis* BARR.	—	—	—	—	+
» *linguata* v. BUCH.	—	—	—	+	+
Camarotoechia bidentata (HIS.)	—	+	+	+	+
Merista passer BARR.	—	—	—	+	—
Whitfieldella didyma (DALM.)	—	+	—	+	+
Glassia compressa SOW.	—	—	—	—	+
Spirifer elevatus DALM.	+	+	+	+	+
» *crispus* HIS.	+	+	—	+	+
» *Schmidti* LINDSTR.	+	+	+	—	—
Cyrtia exporrecta (WAHL.)	—	+	+	—	—
Dalmanella elegantula (DALM.)	—	+	+	+	+
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)	—	+	+	+	—

Institutul Geologic al României

	Hotin	Perceuți	Bârnova	Cămăuca	Voronovița
Strophonella euglypha (His.)	—	+	+	+	—
Plectambonites transversalis (Wahl.)	—	—	+	+	—
Schellwienella praeumbracula Kozl.	—	+	+	+	—
Lamellibranchiata					
Cypricardia aff. *squamosa* Barr.	—	—	—	+	—
Ambonychia striata Sow.	+	+	—	—	—
Mytilus parens Barr.	—	—	—	+	+
Gastropoda					
Pleurotomaria alata Wahl.	+	+	—	+	—
Euomphalus Orinini Wen.	+	+	—	—	+
Poleumita discors (Sow.)	+	—	+	+	—
Murchisonia sp.	—	+	—	+	—

Raportul numeric între diferitele grupuri de animale, întâlnite de mine în orizontul acesta inferior cu corali, este următorul:

Anthozoa, Bryozoa, Hydrozoa	50%
Brachiopoda	27%
Crustacea	6%
Lamellibranchiata, Gastropoda, Cephalopoda	12%

Pentru a ne da seama asupra vârstei orizontului studiat, vom analiză fauna întâlnită de noi după raportul numeric al speciilor, în legătură cu răspândirea lor în diverse subdiviziuni ale Gotlandianului din alte regiuni din Europa, mai bine studiate.

Vom ajunge la următoarele rezultate:

Gotland (Hede)			Norvegia (Kiaer)				Regiunile baltice (Schmidt)				Anglia (Lapw.)			Barrandian (Kettner)			
1—5	6—9	10—12	6	7	8	9	G	H	I	K	Valentian	Low. Salopian	Upp. Salopian	*ca.*	*eβ*	*eγ*	*f.*
58%	44%	15%	11%	24%	42/%	30%	21%	18%	44%	27%	19%	60%	27%	9%	27%	6%	12%

Institutul Geologic al României

Prin urmare, cele mai multe din formele întâlnite de noi în șisturile calcaroase cu *Favosites*, în Țara Galilor sunt răspândite în Lower Salopian (60%), apoi în orizonturile 1—5 din Gotland (58%) și orizontul 8 din împrejurimile Christianiei (42%). Toate aceste subdiviziuni stratigrafice sunt mai mult sau mai puțin echivalente între ele.

Formele care nu trec mai sus de orizonturile pomenite și echivalentele lor din alte părți din Europa și pe care le întâlnim și în stratele studiate, sunt următoarele:

Favosites gotlandicus L.
Palaeocyclus porpita L.
» *Fletscheri* Edw. H.
Pachypora lamellicornis Lindstr.
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Camarotoechia bidentata His.

Caracteristica generală a faunei. Am văzut că stratele inferioare cu corali și brachiopode din Basinul Moldo-Podolic sunt compuse din două faciesuri deosebite; fiecare prezintă particularități litologice și faunistice, datorită condițiunilor batimetrice variate, în care s'au format pe de o parte calcarele cu corali, iar pe de alta — marnele cu brachiopode. Din analiza faunei întâlnite în ambele aceste faciesuri a rezultat, cred, destul de clar, că stratele acestui complex, în cea mai mare parte, sunt sincronice, putând fi echivalate cu primele 5 orizonturi inferioare din Gotland și cu stratele inferioare salopiane din Anglia.

Formele caracteristice etajului inferior cu corali și brachiopode sunt următoarele:

Coenostroma discoideum (Lonsd.)
Dictiostroma undulatum (Nich.)
Aulacophyllum Angelini Wed.
Cyathophyllum pseudodianthus Weis.
» *pseudoceratites* Mc. Coy.
Cystiphillum cilindricum Lonsd.
Atrypa imbricata Sow.
» *hemisphaerica* Sow.
Camarotoechia bidentata (His.)
Dictionella Capeweli Dav.
Glassia compressa Sow.
» *obovata* Sow.
Hindella aff. *umbonata* Hall.
Leptaena rhomboidalis minima St.
Strophomena aff. *Studenitzae* Wen.
Spirifer robustus Barr.
Spirifer togatus Barr.
Witfieldella didyma (Dalm.)
Archaepora cfr. *radians* Eichw.
Fistulipora cfr. *mutabilis* Hng.
Ambonychia striata Sow.
Cypricardia aff. *squamosa* Barr.
Mytillus parens Barr.
Pterinea concentrica Vern.
Euomphalus Orinini Wen.
Globospira aff. *pillula* Ko.
Poleumita discors (Sow.)
Trochus ? *Wisbiensis* Lindstr.
Dawsonoceras annulatum (Sow.)
Bumbastus barriensis Murchis.
Illaenus sp.
Phacops cf. *latifrons* Bron.
Proetus concinnus Dalm.

Pe lângă caracterele specifice amintite, mai există un principiu de ordin

Institutul Geologic al României

paleo-zoogeografic, după care complexul acesta inferior de strate cu corali și brachiopode trebuie considerat drept unitate stratigrafică.

Examinând fauna ambelor faciesuri, în comparație cu cea a stratelor de Resteu studiate mai înainte, observăm că, alături de elementul faunistic autochton de tip zoogeografic anglo-baltic, a cărui desvoltare în Basinul Moldo-Podolic o urmărim încă din Ordovician, apar în număr apreciabil elemente de tip zoogeografic mediteran.

Dacă raportăm elementele faunistice ale fiecărui facies în parte, după originea lor, obținem rezultatele de mai jos.

Complexul gotlandian infer. din B. M. P.	Forme de tip anglo-baltic	Forme locale	Forme de tip mediteran
Șisturi calcaroase cu *Favosites*	83%	—	17%
Șisturi marnoase cu strophomenide	68%	9%	23%

Se poate deci considerà 76% din fauna cunoscută din acest complex ca element autochton, care își urmà pe loc desvoltarea din timpurile mai vechi, și cel puțin 20% — drept forme de penetrație, intruse din zona cu regim paleo-zoogeografic mediteran.

Din momentul acesta geologic, elementul faunistic mediteran are să joace un rol din ce în ce mai important, în raport cu vârsta stratelor din Basinul Moldo-Podolic.

Este interesant raportul în care se găsesc aceste două elemente, deosebite după proveniență, dacă le analizăm din punct de vedere al criteriului stratigrafic ce li se atribuie fiecăruia în parte la locul de origină. Din asemenea comparațiuni reiese destul de pronunțat, chiar dacă ne mărnigim numai la fauna complexului gotlandian inferior, că elementul intrus se manifestă față de cel autochton ca fiind de valoare stratigrafică mai recentă. Cu alte cuvinte, fauna autohtonă în comparație cu cea intrusă face impresia de întârziată în desvoltare.

Astfel se face ca alături de *Favosites gotlandicus* L., *Plectambonites transversalis* WAHL., *Dawsonoceras annulatum* SOW. etc., găsim *Spirifer robustus* BARR. sau *Schellwienella praeumbracula* KOZL. o formă apropiată de *Orthothetes umbraculum* SCHLOTH. etc., forme considerate ca tipic devoniene.

Pe de altă parte, mai este de observat că formele de origină nordică pătrund în provinciile mediteraniene, după cât se pare, cu o întârziere perceptibilă. Astfel, de exemplu, *Pentamerus (Barrandella) linguiferus* SOW. în

Institutul Geologic al României

formațiunile din Insulele Britanice nu trece mai sus de Salopianul inferior, în Gotland de oriz. 5, în Estonia și insula Dago este citat de C. Teichert (145) în Tamsal-Stufe, pe câtă vreme în Barrandian își face apariția în orizontul *eβ*, echivalent Salopianului superior din Anglia. Cazuri analoage s'au mai observat adesea făcându-se comparații între fauna diverselor regiuni nordice cu cele mediterane. S'a constatat că formele: *Sphaerexochus mirus*, *Cheirurus insignis* și *Deiphon Forbesi*, în Suedia se întâlnesc deja în calcarele cu *Leptaena*, pe când în Bohemia nu apar decât mai târziu, primele două — în stratele de Liten (*eα*) și cea din urmă în cele de Budniani (*eβ*).

Luând în considerațiune faptele acestea, putem explică de ce în mod constant, atât în cazul faciesului cu corali cât și al celui cu brachiopode, rezultatul final al comparațiunilor cu orizonturile din Barrandian este mai mult în favoarea orizontului *eβ* decât *eα*, cărui de fapt ar trebui să-i corespundă.

Bazându-mă pe criteriile stratigrafice pe care ni le oferă, în primul rând, formele autochtone de tip nordic, rămân la concluzia că stratele inferioare cu corali și brachiopode din Basinul Moldo-Podolic sunt echivalente orizonturilor 1—5 din Gotland, stratelor cu *Cyrtia exporrecta* și *Rhynchonella cuneata* din împrejurimile Christianiei și stratelor salopiene inferioare din Țara Galilor.

8. Strate de Hotin

Ambele faciesuri ale etajului inferior cu corali și brachiopode sunt acoperite, aproape pretutindeni unde apar, de o serie de strate care, prin constituția lor petrografică, felul cum sunt stratificate și fauna ce o cuprind, formează un orizont distinct în întregul complex gotlandian din malul Nistrului. Acestea sunt marne calcaroase sau calcare șistoase, de o culoare cenușie deschisă, în unele locuri mai întunecate și atunci bituminoase. Prezintă o șistozitate pronunțată, putând fi clivate în plăci dela 2—10 și chiar mai mulți centimetri grosime, cu fețele perfect paralele (Pl. IV, Fig. 2 *a*). Depozitele acestea se așternd deasupra etajului subjacent, fie direct în partea estică de răspândire, fie prin intermediul unui banc de calcar compact dolomitic, interpus între stratele acestea și etajul inferior cu corali, în sectorul dela Vest (Pl. IV, Fig. 2 *b*). Ambele aceste depozite sunt complet lipsite de concrețiuni noduloase și prezintă drept caracteristică paleontologică faptul că sunt slab fosilifere.

Stratele de Hotin apar între Rașcov și Gheorghieuți, jud. Hotin, și se continuă apoi până la gura Resteului unde subțiindu-se, dispar înaintea orizontului subjacent. Grosimea lor este neînsemnată, fiind de 10-15 m în punctele de maximă desvoltare. Orizontul deosebit de noi ca strate de Hotin, deși prezintă o unitate diferențiată în anumit moment geologic, se compune totuș din formațiuni deosebite din punct de vedere petrografic și faunistic. Va trebui să distingem în stratele de Hotin două orizonturi separate, și anume:

Institutul Geologic al României

8 *a*) Calcare dolomitice și
8 *b*) Șisturi cu *Eurypterus*.

8 *a*) Calcare dolomitice

Constituția, fauna și raporturile stratigrafice. Puțin mai la Vest de Hotin, lângă Prigorodoc, apare la baza formațiunilor gotlandiene un calcar massiv de culoare cenușie-închisă cu o nuanță roză; e fin zaharoid cristalizat, compact și nu crapă decât în blocuri cu contur neregulat; e ușor atacabil cu acizi slabi și conține o cantitate însemnată de fer și magneziu, fiind pronunțat dolomitic. In apropiere de Atachi-Hotin, ajung la o grosime de ca. un metru și jumătate, și sunt așternute direct deasupra șisturilor noduloase cenușii-murdare cu *Favosites*. Lângă Atachi, jud. Hotin, se modifică puțin constituția lor, trecând pe o zonă de câteva sute de metri în strate de calcar compact, bituminos, de culoare mai închisă. Stratele calcaroase din acest punct sunt variat dolomitizate pe anume zone și, deseori, sudate prin prelungiri stylolitice. Spre Hotin trec din nou în bancuri massive de calcar peste tot dolomitic, care la Est de Cetatea Hotinului e străbătut de numeroase crăpături verticale oblice, ce imprimă un aspect caracteristic ruiniform acestui orizont (Pl. IV, Fig. 26). Spre Percăuți calcarele dolomitice se subțiază treptat, capătă din ce în ce o stratificație tot mai pronunțată, până când se pierd cu desăvârșire în orizonturile superioare ale etajului inferior cu corali, înainte de a ajunge la Bârnova.

Calcarele acestea sunt de natură zoogenă primară. Formele ce abundă sunt probabil alge, care au lăsat urme palide de formă neregulat sferică sau ovală, cu un diametru ce variază dela ½ până la 5 cm. și o structură fină concentrică, stromotoporoidă. Acestea se pun în evidență numai când suprafața calcarului e fin lustruită sau ușor atacată și se întâlnesc în cantități enorme, indicând că roca descrisă, pe unele locuri, este formată în întregime din aceste resturi. Formele din alte grupări animale sunt rare și se întâlnesc numai ca impresiuni sau mulaje și niciodată ca resturi scheletice. Se întâlnesc răslețe și rar de tot, sau aglomerate în cuiburi mici, de cele mai multe ori populate de aceeaș formă a următoarelor specii:

Chonetes sp.
Atrypa reticularis L.
Wilsonia sp.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Camarotoechia nucula Sow.
Retzia Baylei Dav.
Spirifer elevatus Dalm.
Leperditia sp.
Pterinea sp.

Se întâlnesc deasemenea urme de Bryozoare, fragmente de trilobiți și gasteropode mici, indeterminabile.

In formațiuni analoage, din malul polon al Nistrului, deosebite de R. Kozlowski (60) ca « dolomite de Izakowce », autorul pomenit citează:

Institutul Geologic al României

Orbiculoidea dolomitica n. sp. *Spirifer (Delthyris) elevatus* DALM.
Leptaena rhomboidalis WILCK. *Rhynchospirina Baylei* DAV.
Camarotoechia nucula SOW.

Din comparațiunile faunistice făcute, KOZLOWSKI conchide că această formațiune reprezintă stratele cele mai inferioare ale etajului de Skala, echivalente cu stratele terminale ale Ludlowianului inferior.

Fauna calcarelor dolomitice, cunoscută până în prezent, este insuficientă pentru o apreciere mai amănunțită a vârstei. Formele mai precis determinate ca: *A. reticularis*, *L. rhomboidalis*, *C. nucula*, *Sp. elevatus* și *R. Baylei*, au o răspândire verticală destul de mare în formațiunile din Gotland și în cele din Anglia, fiind întâlnite în toate nivelurile salopiene.

Plecând însă dela raporturile stratigrafice, pe care le reprezintă calcarele dolomitice din malul românesc al Nistrului față de stratele superioare ale etajului cu *Favosites*, aș înclină să cred că aceste calcare prezintă o variațiune facială a stratelor formate la încheierea etajului inferior cu corali. In cazul acesta, calcarele dolomitice din valea Nistrului ar fi sincronice cu stratele cele mai superioare cu *Favosites*, formate în continuare spre Est de P e r c ă u ț i, și deci echivalente: în parte cu zona terminală a stratelor de W e n l o c k, stratelor superioare ale orizonturilor 5 din Gotland (S l i t e-Gruppe) și din Estonia (Untere Ő z e l-Gruppe).

8 *b*) Șisturi cu Eurypterus

Caracterele generale. Fauna și vârsta. Incepând dela gura Resteului spre Vest, găsim interpuse între două orizonturi de șisturi noduloase, gneisiform stratificate, o zonă în care stratele regulat șistoase, complectamente lipsite de nodozități și mai deschise la culoare, contrastează cu restul stratelor gotlandiene din valea Nistrului. Acestea sunt șisturi marnoase sau calcaroase, ce se pot desprinde în lespezi, pe suprafața cărora găsim foarte des urme de crăpături poligonale de uscare (Pl. VII, Fig. 1) și cruste de insolație (« mudcrakes »).

Orizontul acesta, la Est de P e r c ă u ț i se așterne direct peste șisturile calcaroase cu *Favosites*, pe când în sectorul de Vest, se reazemă pe calcarele dolomitice până aproape de G h e o r g h i e u ț i, de unde apoi singure compun baza complexului gotlandian, fiind decurând scoborîte sub nivelul actual de eroziune.

Fauna acestui orizont, care dealtfel are o grosime neînsemnată, ajungând cel mult la 4 m., este foarte săracă. Eu n'am găsit decât forme cu totul izolate printre care am recunoscut:

Eurypterus Fischeri EICHW. *Chonetes* cfr. *striatellus* DALM.
» sp. *Leperditia tyraica* SCHM.
Leperditia phaseolus HIS.

mici gasteropode, urme de viermi.

Institutul Geologic al României

Caracteristica paleontologică a acestui orizont, urmele de uscare observate pe suprafața stratelor, ne arată că condițiunile batimetrice și climaterice s'au schimbat simțitor, în partea locului, după depunerea etajului inferior cu corali.

Fenomene identice, însoțite de aceleași caractere, observăm la sfârșitul Salopianului inferior, în mai multe părți din Europa.

In regiunea baltică orizontul *K* (Obere Ösel-Gruppe) începe cu strate caracterizate prin: *Leperditia grandis*, *L. phaseolus*, *Eurypterus Fischeri*, *Pterygotus osiliensis*, *Trematapis Schrenki* etc., și se termină cu strate marine. LINDSTRÖM (76) distinge în W i s b y un orizont cu *Pterygotus osiliensis*, *Palaeophonus nuncius* etc., la baza stratelor echivalente cu Ludlowul inferior din Anglia. În Insulele Britanice, stratele de L e i t w e r d i n e F l a g s din N.-Wales, cât și formațiunile de Ludlow din partea mijlocie a regatului, sunt caracterizate prin *Eurypterus punctatus*, *Palaeaster*, *Pteraspis* etc.

Probabil o cauză comună determină simultan, în mai multe părți din Europa, condițiuni care favorizează desvoltarea unei faune specifice și asemănătoare cu cea întâlnită în Basinul Moldo-Podolic.

In cazul acesta, echivalarea stratelor noastre cu *Eurypterus* cu orizontul inferior cu gygantostracee și placodermi din regiunile nordice, nu întâmpină dificultăți.

9. Stratele superioare cu corali și brachiopode

Caracterele generale. Deasupra șisturilor cu *Eurypterus* se așternă, în malul Nistrului, depozite calcaroase sau marnoase ce ating în unele locuri o grosime de 30—40 m. Acestea formează ultimul termen stratigrafic gotlandian pe sectorul văii Nistrului, cuprins între gura Ş o s t u l u i și R a ş c o v, jud. Hotin, acoperit în cea mai mare parte de depozite cretacice sau cuaternare.

In etajul de față întâlnim din nou o abundență de forme marine, grupate în faciesuri mai mult sau mai puțin distincte. Deasemenea și constituția petrografică a stratelor suferă variațiuni regionale destul de sensibile. Astfel, între P e r c ă u ț i și G u r a Ş o s t u l u i, predomină marne șistoase, în mare majoritate chiar argiloase, cu concrețiuni noduloase mai compacte, calcaroase. Spre Vest de M o ş i n e ț, orizontul acesta trece lateral în calcare compacte de culoare vânătă sau negricioasă, stratificate în strate când mai groase când mai subțiri și lipsite sau sărace în concrețiuni noduloase.

In formațiunile ce compun faciesul dela Est, în general marne noduloase gneisiform stratificate, predomină brachiopodele și gasteropodele; coralii, stromatoporidele și bryozoarele se întâlnesc și ele, însă vădit subordonate ca răspândire, formelor din grupurile mai sus citate. Spre Vest, în calcarele șistoase, raportul este invers; coralii și stromatoporidele compun zone întregi, formând bancuri de calcar zoogen, pe când formele din alte grupări, sunt

Institutul Geologic al României

mai modest răspândite, și numai rar găsim zone subțiri, intercalate printre bancurile cu corali sau stromatoporide, unde brachiopodele sunt aglomerate în număr mai mare.

Fauna întâlnită de mine în stratele care compun acest etaj, în mai multe localități din ambele sectoare faciale, este aceea care urmează în tablourile de mai jos:

	Ruhotin	Rașcov	Percăuți	Bârnova	Conovca	Voronovița	Gura Șostului
ANTHOZOA							
Heliolites aff. *decipiens* (Mc. Coy.) . . .	+	+	+	+	+	—	+
Favosites Forbesi Edw. & H.	—	+	+	+	+	+	+
Cyathophyllum aff. *manipulatum* Počta .	—	+	—	—	—	—	—
» *articulatum* Wahl. . . .	+	+	+	—	+	+	+
Ptychophyllum truncatum L.	—	+	+	+	+	+	+
Acervularia ananas L.	—	+	—	—	+	+	+
Microplasma gotlandicum Dyb.	—	+	+	—	—	—	—
Acanthocyclus catynulus Dyb.	+	+	—	+	—	—	+
Aulacophyllum mitratum (Schloth.) . .	—	—	+	—	+	+	+
Rhizophyllum gotlandicum Roem. . . .	—	—	+	—	+	+	—
Aulopora repens Roem.	+	+	+	+	+	—	+
Thecia Swinderenana Goldf.	—	+	+	—	—	—	+
HYDROZOA							
Stromatopora aff. *constellata* Hall. . . .	—	+	+	—	+	—	+
Chlathrodictyon striatellum (d'Orb.) . .	+	+	+	+	+	+	+
» sp.	+	+	+	+	+	+	+
Labechia conferta Lindstr.	—	+	+	—	—	+	—
Stromatoporidae (mai multe variațiuni) .	+	+	+	—	+	+	+
CRINOIDEA							
Entroce de mai multe specii	+	+	+	+	+	+	+
ANNELLIDA							
Spirorbis sp.	—	—	+	—	+	+	—
Tentaculites annulatus Schloth.	—	—	+	—	+	+	—
» *ornatus* Sow.	—	—	+	—	+	+	—

Institutul Geologic al României

	Ruhotin	Rașcov	Percăuți	Bârnova	Conovca	Voronovița	Gura Șostului
Tentaculites sp.	—	—	+	—	—	+	—
Cornulites serpularius SCHLOTH.	—	—	+	—	+	+	—
BRYOZOA							
Coenites repens WAHL.	—	+	+	—	+	+	+
» sp.	+	+	+	+	+	+	+
Fistulipora af. *corticea* HENG.	—	+	+	+	+	+	—
» cfr. *clavifrons* HENG.	—	—	+	—	+	+	+
» sp.	—	+	—	+	+	+	+
Monticulipora aff. *Fletscheri* L.	—	+	+	+	—	—	+
Chasmatopora sp.	—	+	—	+	+	+	+
Stigmatella sp.	—	+	—	—	+	—	+
BRACHIOPODA							
Camarotoechia nucula (SOW.)	—	+	+	+	+	+	+
» af. *ancylians* (BARR.)	—	+	—	—	+	+	—
» af. *transuralica* (TSCHER.)	—	—	+	—	+	—	—
» *Wilsoni* SOW.	+	+	+	+	+	+	+
Schellwienella praeumbracula KOZL.	—	+	—	+	+	+	+
Atrypa reticularis L.	+	+	+	+	+	+	+
» *linguata* v. BUCH.	+	+	—	+	—	—	+
» *prunum* HIS.	—	—	+	+	+	—	—
Merista passer BARR.	+	+	+	—	+	+	+
Meristella Tschernischewi KARP.	—	—	+	—	+	—	—
Meristina tumida (DALM.)	+	+	+	+	+	+	—
Witfieldella didyma (DALM.)	+	+	+	—	+	+	—
Plectambonites transversalis (WAHL.)	—	—	+	+	+	+	+
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)	+	+	+	+	+	+	+
Chonetes striatellus DALM.	+	+	+	+	+	+	—
» *dniestrensis* KOZL.	—	+	+	+	+	—	—
Sieberella sieberi (BARR.)	—	—	+	—	+	—	+
Gipidula galeata (DALM.)	—	—	+	+	—	+	—
Dalmanella elegantula (DALM.)	—	+	+	+	+	+	—
» *canaliculata* (LINDSTR.)	+	+	+	—	+	+	+
» *crassa* (LINDSTR.)	+	+	—	—	+	+	—

Institutul Geologic al României

	Ruhotin	Rașcov	Perchăuți	Bârnova	Conovca	Voronovița	Gura Șostului
Spirifer elevatus DALM.	+	+	+	+	+	+	—
» *crispus* LINDSTR.	—	+	+	+	+	+	+
» *magnus* KOZL.	—	+	+	—	+	+	—
Cyrtia exporrecta (WAHL.)	—	—	+	—	+	—	+
Retzia Barrandei DAV.	—	—	+	—	+	—	—
LAMELLIBRANCHIATA							
Pteronitella retroflexa (WAHL.)	—	+	+	—	—	+	—
Pterynea migrans BARR.	—	—	—	—	+	+	—
Mytilus cuneus BARR.	—	—	—	—	+	+	—
Cypricardinia silurica EICHW.	+	+	—	+	+	—	—
» aff. *quadraria* BARR.	—	—	+	—	—	—	—
Nucula sp.	+	+	—	—	+	—	—
Ilionia prisca (HIS.)	—	—	+	+	+	—	—
GASTROPODA							
Pleurotomaria planorbis (HIS.)	—	—	+	—	+	+	+
» *alata* (WAHL.)	—	—	+	—	+	+	+
» *Lloidii* SOW.	—	—	+	+	+	—	+
Bellerophon taenia LINDSTR.	—	+	+	—	+	—	—
» af. *sphaera* LINDSTR.	—	—	+	+	+	—	+
» af. *uralicus* VERN.	—	+	+	—	—	—	—
Platyceras cornutum (HIS.)	+	+	—	—	+	+	—
Horiostoma globosum SCHLOTH. var. *sculptum* SOW.	—	+	+	—	—	+	+
Murchisonia compressa LINDSTR.	—	+	+	—	+	—	—
» af. *Demidoffi* VERN.	—	—	+	—	+	+	—
Lophospira cfr. *bicincta* HALL.	—	—	+	—	+	—	—
CEPHALOPODA							
Orthoceras sp. sp.	+	+	+	+	+	+	+
OSTRACODA							
Leperditia tuberculata KALM.	—	—	+	—	+	+	—

Institutul Geologic al României

	Ruhotin	Rașcov	Percăuți	Bârnova	Conovca	Voronovița	Gura Șostului
Leperditia Hisingeri F. SCHM.	—	—	+	+	+	+	—
» *phaseolus* HIS.	+	—	+	+	+	+	+
Aecmina bovina JONES	—	—	+	—	—	+	—
TRILOBITAE							
Encrinurus punctatus WAHL.	—	—	+	+	+	—	—
» *obtusus* ANG.	—	—	+	+	—	+	—
Calymmene tuburculata BRUN.	—	—	+	+	—	—	—
Acaste Downingiae MURCHIS.	—	—	+	—	+	+	—
Illaenus Bouchardi BARR.	—	—	+	+	—	—	—
Proetus concinus DALM.	—	—	—	+	+	—	—

Analiza faunei. Elementele acestei faune, după proveniența lor paleogeografică se găsesc în următorul raport unele față de altele:

Specii de origină anglo-baltică 55%
» » » mediterană 20%
» » » uralică 5%
» cosmopolite și locale 20%

Prin urmare, 75% din fauna nivelului superior cu corali și brachiopode se poate considerà ca elemente endemice și 25%, drept elemente de penetrație.

Este de observat că pe lângă elementele de origine mediterană, în momentul acesta geologic mai pătrunde, și un al treilea de origină uralică. Elementele uralice sunt:

Camarotoechia transuralica (TSCHERN.) *Murchisonia Demidoffi* VERN.
Meristella Tschernischevi KARP. *Bellerophon* aff. *uralicus* VERN.

Prezența elementului caracteristic stratelor paleozoice inferioare din Urali, în formațiunile din Basinul Moldo-Podolic, a fost constatată și de WIENJUKOV, fără a preciză însă momentul geologic în care au pătruns aceste forme.

Raportând fauna orizontului superior cu corali dela Nistru la fauna cunoscută în diverse strate gotlandiene, în special din regiunile nord-europene, constatăm că formele comune compun următoarele părți din fauna nivelului studiat:

Institutul Geologic al României

Gotland (Hede)						Norvegia (Kiaer)			Regiunile baltice (Schmidt)			Anglia (Lapw.)		Barrandian (Kettner)			
1—5	6	7	8	9	10—12	7	8	9	H	I	K	Low. Salopian	Upp. Salopian	eα.	eβ.	eγ.	f.
35%	21%	26%	40%	24%	21%	16%	29%	31%	8%	17%	30%	41%	45%	7%	25%	0%	13%

Din comparația făcută, reiese apropierea faunei orizontului superior cu corali de cea a stratelor de Hemse-Gruppe (oriz. 8) din Gotland, cu care prezintă 40% forme comune, și următoarele, proprii stratelor citate din Gotland și nivelului superior cu corali dela Nistru:

Murchisonia compressa LINDSTR. *Pleurotomaria planorbis* (HIS.)
Gruenewaldtia prunum (HIS.) » *Lloidii* SOW.

In provinciile baltice, acestui orizont al nostru îi corespund stratele mijlocii calcaroase ale orizontului Obere Ösel-Gruppe (orizont K_2) caracterizate prin:

Ilionia prisca, *Witfieldella didyma*, *Chonetes striatella*, *Camarotoechia nucula*, *Spirifer elevatus*, gasteropode, corali și bryozoare.

In regiunea Oslo din Norvegia, sunt echivalente acestui orizont zonele mijlocii ale orizontului 9, caracterizate prin:

Camarotoechia nucula, *Spirifer elevatus*, *Leperditia baltica*, corali, stromatoporide și bryozoare.

In comparație cu formațiunile din Țara Galilor, orizontul superior cu corali dela noi trebuie considerat ca echivalent stratelor de Lower Ludlow din Shropshire, caracterizate prin:

Camarotoechia nucula, *Wilsonia Wilsoni*, *Meristina tumida*, *Chonetes striatella*, etc.

Din numărul total de forme (84), întâlnite în etajul superior cu corali și brachiopode, au mai fost deja întâlnite în cel inferior 58. Restul de 26 snut elemente apărute pentru prima dată în formațiunile paleozoice din valea Nistrului.

Sunt caracteristice orizontului superior cu corali și brachiopode din formațiunile gotlandiene din valea Nistrului, următoarele specii:

Chlathrodictyon sp. *Cyathophyllum* aff. *manipulatum* POČTA
Aulopora repens ROEM. *Heliolites* aff. *decipiens* (MC. COY.)
Acervularia ananas L. *Microplasma gotlandicum* DYB.
Acantocyclus catynulus DYB. *Thecia Swinderenana* GOLDF.

Institutul Geologic al României

Atrypa prunum His.
Spirifer magnus Kozl.
Ilionia prisca (His.)
Mytilus cuneus Barr.
Pterinea migrans Barr.
Murchisonia Demidoffi Vern.
Bellerophon taenia Lindstr.
» af. *sphaera* Lindstr.
» af. *uralicus* Vern.
Lophospira cfr. *bicincta* Halle
Murchisonia compressa Lindstr.
Chonetes dniestriensis Kozl.
Dalmanella crassa (Lindstr.)
Meristella Tschernischewi Karp.
Retzia Barrandei Dav.
Coenites sp.
Fistulipora cfr. *clavifrons* Hng.
Cypricardia silurica Eichw.
» aff. *quadraria* Barr.
Leperditia tuberculata Kolm.
Pleurotomaria planorbis (His.)
» *Lloidi* Sow.
» cfr. *cirrhosa* (Lindstr.)
» *claustrata* (Lindstr.)
Acaste Downingiae (Murchis.)
Aecmina bovina Jones.
Encrinurus obtusus Angl.

Stratele superioare cu corali și brachiopode, deosebite de noi de restul formațiunilor gotlandiene din malul românesc al Nistrului, corespund orizontului al III-lea din clasificația stratigrafică a stratelor analoage din Ucraina, propusă de Wienjukow. Formele comune cu acest din urmă orizont formează 70% din fauna citată mai sus din etajul superior cu corali și brachiopode. Comparațiunile de felul acesta cu formațiunile analoage din ținutul polon al Podoliei sunt mai dificile, din cauza divergenței de păreri a autorilor asupra faunei și stratigrafiei acestor strate. Orizontul gotlandian, care în regiunea polonă a Podoliei apare deasupra nivelului actual de eroziune, a fost deosebit de Alth (2) ca o unitate stratigrafică sub denumirea de calcare de Scala și considerat de autor echivalent stratelor de Wenlock.

Szajnocha (112) le-a luat drept strate de Aymestry; deasemenea Siemiradzki (113) a rămas la convingerea că ele reprezintă în parte acest orizont.

Comparând fauna descrisă de noi din stratele superioare cu corali și brachiopode, cu lista formelor citate în stratele de Skala de autorii pomeniți, constatăm 62 forme comune.

Paralel cu studiul de față al formațiunilor paleozoice din malul românesc al Nistrului, R. Kozlowski (60) a întreprins la Warșovia, o revizie paleontologică amănunțită a brachiopodelor din stratele gotlandiene din Podolia polonă. Rezultatul l-a publicat de curând, aducând o contribuție paleontologică interesantă și vederi noui asupra stratigrafiei întregului complex gotlandian din Basinul Moldo-Podolic.

Etajul de Scala, în înțelesul terminologiei stratigrafice a lui Kozlovski, cuprinde următoarele formațiuni variate ca răspândire, constituție petrotrografică și faună. El distinge: 1. Dolomite de Izakowce,

Institutul Geologic al României

2. Calcare cu stromatoporide de Skala, 3. Marne de Dzwinogrod și 4. Strate de Tajna. Formațiunea cea mai desvoltată ca răspândire orizontală și verticală, cât și cea care a furnizat autorului mai multe forme studiate, sunt calcarele de Skala.

In etajul de Skala KOZLOWSKI localizează 34 specii diferite de brachiopode, dintre care 22 sunt forme introduse pentru prima dată în știință. Bazat pe câteva din cele 12 forme comune formațiunilor și altor basinuri din Europa, ajunge să echivaleze etajul de Skala cu stratele de Aymestry din Anglia. Motivele care l-au făcut pe autor să ajungă la această convingere sunt insuficiente și puțin convingătoare.

Formele: *C. nucula*, *Sp. elevatus*, *Sp. crispus*, *C. Wilsoni* și *Rhynchospirina Baylei*, după cum remarcă autorul, au pretutindeni o repartiție verticală prea vastă pentru a ne putea servì de ele la precizarea mai detaliată a vârstei stratelor. *M. passer* și *Strophoeod. costulata* sunt forme excluziv boheme, caracteristice orizontului *eβ*.

B. bilobus, *S. galeata*, *Prothatyris didyma* și *Atr. prunum* în regiunile baltice nu trec mai sus de orizonturile ludlowiene inferioare. Rămâne deci numai *Daya navicula* și o specie de *Conchidium*, apropiată după autor de *C. Knighti*, care, într'adevăr, sunt forme caracteristice pentru stratele de Aymestry din Anglia. Trebuie însă remarcat că ambele forme citate au fost întâlnite numai în marnele de Dzwinogrod, considerate de autor ca făcând parte din etajul de Skala.

In calcarele de Skala, formațiunea cea mai vastă din tot etajul lui KOZLOWSKI, nu găsim absolut nici o formă care ar vorbì în favoarea vârstei ce li se atribue. Formele citate de autor din calcarele de Skala, ca: *R. Baylei*, *S. galeata*, *Proth. didyma* și *Atr. prunum* sunt comune în stratele superioare de Wenlock, și nu trec mai sus de stratele inferioare de Ludlow. Deci avem câteva elemente chiar în stratele care compun aproape în întregime etajul pomenit, pentru a ne orientà asupra vârstei orizontului. In cazul acesta, eu nu văd nici o necesitate logică de a sprijinì vârsta întregului complex pe o singură formă *(D. navicula)*, localizată excluziv în o formațiune cu totul aparte (marnele de Dzwinogrod). Bine înțeles că numai brachiopodele mai sus citate sunt insuficiente pentru o precizare mai detaliată a vârstei stratelor din care provin; am însă impresia că variațiunile pretinse de autori dela unele forme pentru a le declarà ca noui, sunt prea exagerate în raport cu elasticitatea limitelor între care variază speciile în natură. Astfel, de exemplu, eu nu văd nici o deosebire între *Rhipidomella Staszici* KOZL. și *Rh. hybrida* SOW., *Dalmanella crassiformis* KOZL. și *D. crassa* LINDSTR. [1]), *Chonetes zbru-*

[1]) Deosebirea între exemplarele din Polonia și cele nordice constă, după autor, în indicele de grosime mai mare la cele dintâiu (0,5—0,6 la formele polone și 0,6—0,8 la formele din Gotland).

Institutul Geologic al României

czensis KOZL. și *Ch. striatellus* DALM. [1]); *Atr. reticularis* var. *Dzwinogrodensis* KOZL. și *Atr. reticularis* L. var. *sagitata* MAUR., etc.

Orientarea stratigrafică a stratelor inferioare gotlandiene din Podolia polonă, dată de SIEMIRADZKI (115), pare a fi în parte mai apropiată de adevăr. Acest autor distinge, la baza profilului dela Skala, un orizont de șisturi calcaroase și marnoase cu *Endoceras*, *Orthoceras*, *Monograptus*, *Rastristes Linnaei* și *Coenostroma discoideum*, pe care-l consideră echivalent cu W e n l o c k l i m e s t o n e. Urmează apoi o zonă de șisturi calcaroase cu trilobiți și *Leperditia tyraica*, echivalentă stratelor cu *Euripterus*; la partea superioară, urmează o serie de orizonturi calcaroase cu stromatoporide și corali, reprezentând după autor restul Gotlandianului și stratele devonine inferioare și mijlocii.

Etajul nostru superior cu corali și brachiopode corespunde tocmai acestor din urmă zone calcaroase cu stromatoporide, ale lui SIEMIRADZKI, care în realitate reprezintă faciesul cu corali și stromatoporide, dealtfel singurul reprezentant al acestui etaj pe teritoriul polon.

Marnele de D z w i n o g r o d, înglobate de KOZLOWSKI în etajul de Skala, sunt formațiuni mai noui decât calcarele cu corali și stromatoporide.

10. Strate de Ruhotin

La Ruhotin (jud. Hotin) și prin împrejurimi, se observă că, deasupra stratelor ce fac parte din orizontul superior cu corali, se așternstrate de marne argiloase cenușii, moi, stratificate, cuprinzând rare concrețiuni lenticulare de calcar compact negru sau sur. In unele locuri, la baza orizontului, întâlnim intercalate strate puțin voluminoase de calcar cenușiu închis sau chiar negru, compact, semi-cristalin și bituminos. La partea superioară, marnele argiloase trec în șisturi mai închise la culoare, în strate subțiri, des întrerupte cu brâuri sau plachete izolate, calcaroase sau marnoase.

Dacă stratele dela baza acestui orizont mai au unele caractere petrografice asemănătoare formațiunilor gotlandiene studiate până acum, cele superioare reprezintă o variațiune litologică cu care ne întâlnim pentru prima dată.

La R a ș c o v, R u h o t i n și P o l i a n a, orizontul descris se așterne direct peste stratele etajului superior cu corali.

In răspândirea lor, stratele de Ruhotin se opresc la Est înainte de a ajunge

[1]) Afirmația autorului că la *Ch. striatellus* DALM. coastele se înmulțesc prin bifurcație, pe când la forma din Podolia numai prin intercalație, nu este adevărată. Cu privire la *Ch. striatellus* din stratele engleze, DAVIDSON (Britisch foss. Brachiop. silur. V. III. pt. VII, p. 332) spune textual: « Surface of both valves covered with numerous thread-like radii, which increase in number at variable distances from the beaks, both by bifurcation and by the interpolation of shorter ribs ». La formele întâlnite de mine în formațiunile dela Nistru, am observat acelaș lucru.

Institutul Geologic al României

la Hotin, iar spre Vest, înainte de Vadul Nistrului, trec sub șisturile negricioase sau măslinii, stratificate în foi subțiri și care reprezintă deja un alt sistem de strate, caracterizate prin un habitus litologic și faunistic deosebit.

Au fost întâlnite de mine în stratele de R u h o t i n următoarele forme:

	Rașcov	Poljana	Ruhotin	Onut
BRACHIOPODA				
Atrypa reticularis L.	+	+	+	—
» *Thetis* BARR.	+	—	+	+
» *Thisbe* BARR.	—	—	+	—
» *linguata* v. BUCH.	—	—	+	—
Daya navicula (SOW.)	+	+	+	+
Merista hecate BARR..	+	—	—	—
Camarotoechia aff. *princeps* (BARR.)	—	—	+	—
Camarotoechia tarda (BARR.)	—	+	+	+
» *nucula* (SOW.)	+	—	—	—
» *Hebe* (BARR.)	+	—	+	—
Merista passer BARR.	—	—	+	—
Retzia Salteri DAV.	+	—	—	—
Spirifer elevatus DALM..	+	—	+	+
» *musca* BARR.	—	—	+	—
» aff. *superstes* BARR.	—	+	+	—
» *aculeatus* SCHN.	+	—	—	—
» *Schmidti* LINDSTR. var. *pyramidalis* WEN.	+	—	+	—
Barrandella linguifera (SOW.) var. *strix* (BARR).	—	—	+	+
» *sublinguifera* MAUR.	+	—	+	+
Conchidium Knighti (SOW.).	+	—	—	—
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)	+	—	+	—
Chonetes striatellus DALM.	+	—	+	+
Dalmanella canaliculata (LINDSTR.)	—	—	+	—
» *elegantula* (DALM.)	—	+	+	+
Orthis canalis SOW.	+	—	+	—
Dinorthis cfr. *rustica* (SOW.).	+	—	+	—
Glassia obovata SOW.	+	+	+	—
LAMELLIBRANCHIATA				
Nucula aff. *triangularis* EICHW.	+	—	+	—

Institutul Geologic al României

	Rașcov	Poljana	Ruhotin	Onut
Grammysia rotundata Sow.	+	—	+	+
Aviculopecten reticulatus His.	—	—	+	+
Pterinea sp.	—	+	+	—
Gastropoda				
Platyceras coruntum (Hisen.)	—	+	+	—
» *disjunctum* Gieb.	+	—	+	+
Oriostoma cf. *heliciforme* Wen.	—	—	+	—
Pleurotomaria aff. *cirrhosa* Lindstr.	+	—	—	—
Annelida				
Tentaculites annulatus Schloth.	+	—	+	+
Cephalopoda				
Orthoceras af. *Picteti* Barr.	—	—	+	—
» *Davidsoni* Barr.	—	—	+	—
» sp. (forme gigantice)	+	—	+	—
Crustacea				
Dalmania cfr. *caudata* Emr.	—	—	+	—
Beyrichia inornata	+	—	+	+
» sp.	—	+	+	+
Crinoidea (Entroce diverse sp.)	+	+	+	+

Analiza faunei. Elementele componente ale faunei, întâlnite de mine în stratele de Ruhotin, repartizate după locul de origine, se grupează astfel:

Forme de tip nordic 45%
» » » mediteran 42%
» » » uralic 2%
cosmopolite și locale 11%

Se constată o creștere sensibilă a imigrațiunii elementelor mediteraniene în Basinul Moldo-Podolic din această fază. Pe lângă formele mediteraniene, în parte deja întâlnite în stratele inferioare, în cele de Ruhotin apar mai multe tipuri noui, caracteristice acestui orizont. Formele acestea sunt:

Institutul Geologic al României

Camarotoechia Hebe (BARR.)
» *nucula* (SOW.)
Orthis canalis SOW.
Pentamerus (Barrandella) linguiferus (SOW.) var. *strix* (BARR.)
Pentamerus sublinguiferus MAUR.
Conchidium Knighti (SOW.)
Spirifer af. *superstes* BARR.
» *aculeatus* SCHM.
Spirifer Schmidti LINDSTR. var *pyramidalis* WEN.
Wilsonia cfr. *princeps* (BARR.)
Bellerophon aff. *megalomphalus* LER.
Horiostoma aff. *heliciforme* WEN.
» *globosum* SCHLOTH. var. *sculptum* SOW.
Orthoceras aff. *Picteti* BARR.
» *Davidsoni* BARR.

Sunt comune cu diverse subdiviziuni gotlandiene din regiunile notate, următoarele părți din fauna stratelor de Ruhotin:

Gotland (Hede)					Norvegia (Kiaer)			Regiunile Baltice (Schmidt)			Anglia (Lapw)		Barrandian (Kettner)				Ural
1—5	6—9	10	11	12	7	8	9	H.	J.	K.	Low. Salopian	Upp. Salopian	*eα*	*eβ*	*eγ*	*f.*	Stratele hercynice
14%	25%	25%	23%	20%	11%	17%	23%	6%	5%	20%	20%	24%	20%	39%	10%	28%	25%

Cel mai ridicat procent de forme comune îl prezintă fauna stratelor de Ruhotin cu subdiviziunea stratigrafică *eβ* din Barrandian.

Formele proprii acestui etaj din Bohemia și orizontului studiat sunt:

Camarotoechia Hebe (BARR.)
Spirifer musca BARR.
Atrypa Thisbe BARR.
Orthoceras Davidsoni BARR.

In comparație cu subdiviziunile gotlandiene până acum studiate, se observă, în fauna stratelor de Ruhotin, o răspândire și variațiune mai bogată a grupului pentameroid. Faptul acesta nu pare a fi accidental.

Pentamerus linguiferus SOW., care-și începe ciclul biologic în stratele gotlandiene cele mai inferioare, spre sfârșitul Gotlandianului manifestă pretutindeni unde s'a răspândit, tendința de a se pulveriză în variațiuni. Multe din aceste variațiuni nu se deosebesc de unii autori de forma tipică, iar alții le consideră drept specii de sine stătătoare ca: *Pentamerus sublinguifer* MAUR., *Pent. sublinguifer* var. *glabra* MAUR., *Pent. ambigena* BARR., *Pent. strix* BARR. etc.

Este importantă prezența printre formele dela Nistru a specii *Conchidium Knighti* SOW., o formă caracteristică pentru stratele de Aymestry din Anglia.

Institutul Geologic al României

Platyceras cornutum His., în stratele din Gotland nu trece mai sus de orizontul Eke-märgelsten (oriz. 9) considerat de Hede echivalent Salopianului inferior din Anglia. Un element prețios, din punct de vedere stratigrafic, este specia *Daya navicula* Sow. Apare de timpuriu în Anglia, ajunge să fie răspândită deja în stratele de Wenlock; maximum de răspândire însă îl atinge în faza de tranziție dela subdiviziunea inferioară a Ludlowianului spre cea superioară, încheindu-și ciclul, ca unitate biologică, tot în această fază. În momentul acesta *Daya navicula* devine caracteristică în Anglia pentru stratele de Mocktree sau Daya Shale, Aymestry Group din Shropschire; în stratele de Eke-märgelsten (oriz. 9) din Gotland, în calcarele de Dlouha Hora din Barrandian, în calcarele cu *Daya navicula* din Liévin (Pas-de-Calais), etc.

Aviculopecten reticulatus His. și *Retzia Salteri* Dav., ne mai dau posibilitatea să comparăm stratele noastre de Ruhotin cu zonele superioare de Oezel din regiunile baltice.

Chiar dacă ne oprim aci în analiza faunei stratelor de Ruhotin, totuș reiese clar că formațiunea aceasta trebuie considerată ca echivalentă: nivelului de Aymestry Group din Shropschire, Obere Oezel-Gruppe (oriz. K_2) din Estonia, stratelor de Eke-märgelsten (oriz. 9) din Gotland, calcarelor cu *Daya navicula* din Liévin, etc.

În jumătatea superioară a Gotlandianului, legătura B. P. M. P. cu Norvegia pare a fi slăbit, întrucât nu găsim comune decât forme cosmopolite.

Stratele de Ruhotin par a nu fi de loc, sau a fi foarte slab reprezentate în Podolia ucraineană; sunt în schimb complet și bine desvoltate pe teritoriul podolic al Poloniei. Bieniasz a deosebit sub denumirea de «strate de Dzwinogrod» un sistem de strate marnoase, pe care le-a considerat ca formațiune de tranziție între «stratele de Skala» și cele de «Borszczow». Autorii de mai târziu au înglobat acest nivel fie în etajul de Skala fie în cel de Borszczow, pe baza afinităților faunistice cu orizonturile limitrofe. In ultimul timp Kozlowski (60) a împărțit unitatea stratigrafică a lui Bieniasz între etajul de Skala și cel de Borszczow. La etajul de Skala au fost afiliate de autor sub denumirea de «marne de Dzwinogrod» stratele desvoltate în malul Nistrului între Dzwinogrod și Wolkowce; acestea le-a caracterizat prin câtevă forme comune calcarelor de Skala și etajului de Borszczow, având ca forme proprii *Daya navicula*, însoțită de o specie de *Conchidium*, apropiată, după autor, de *C. Knighti* Sow. Formele din urmă, după cum am văzut deja, au sugerat autorului vârsta atribuită întregului complex de strate reunite sub denumirea de «etaj de Skala».

Oricât ar fi de grea limitarea stratigrafică a unui sistem de strate cu faună mixtă, aceasta se impune, fie chiar numai convențională paleontologică, atunci când întregul ansamblu faunistic ne indică în mod clar, că siste-

Institutul Geologic al României

mul de strate s'a format în momente geologice prevestitoare unor schimbări paleo-zoogeografice, accentuate mai târziu. Fauna acestor strate, în totalitatea ei, indică în mod precis că din momentul acesta geologic Basinul Moldo-Podolic iese de sub influența regimului paleo-zoogeografic nordic, pentru a intră sub influența celui mediteranian, slab evidențiată în trecut; mai mult decât atâta, stratele desvoltate în malul Nistrului între Rașcov și Onut cuprind forme care permit cu ușurință determinarea precisă a poziții lor stratigrafice, în comparație cu formațiunile din alte părți din Europa. In cazul acesta, eu nu văd absolut nici o necesitate de a împărți sistemul pomenit de strate între două orizonturi, cu colorit faunistic cu totul opus.

Următoarele brachiopode considerate de KOZLOWSKI ca specii noui și localizate de el în etajul de Borszczow, au fost întâlnite de mine în stratele de Ruhotin și recunoscute ca forme comune cu formațiunile din alte părți din Europa.

Dalmanella cimex KOZL. = *D. canaliculata* (LINDSTR.)
» *elegantuloides* KOZL. = *D. elegantula* (DALM.)
Barrandella pseudolinguifera KOZL. = *B. sublinguifera* (MAUR.)
Septatrypa secreta KOZL. = *Atr. Thetis* BARR.
Lissatrypa leprosa KOZL. = *Glassia obovata* SOW.

B) COMPLEXUL BUCOVINEAN DE STRATE GOTLANDIENE

Formațiunile paleozoice sfârșesc în malul românesc al Nistrului prin un complex de strate formate în condițiuni paleo-geografice opuse; depozite argiloase marine au fost depuse în parte alături de altele desvoltate sub influența unui regim continental. Datorită acestui fapt, există mare deosebire petrografică și faunistică între diversele orizonturi ce compun această unitate stratigrafică.

In linii generale, complexul final de strate paleozoice din Basinul Moldo-Podolic este caracterizat, în cea mai mare parte, prin șisturi argiloase fine de culoare cenușie închisă sau măslinie, puțin variate în unele locuri cu intercalațiuni marnoase sau calcaroase.

Șisturile acestea sunt formate din material detritic argilos fin; sunt pronunțat și regulat șistoase, putând fi ușor clivate în plachete foarte subțiri.

In regiunea de răspândire extrem-vestică, în constituția petrografică a complexului intervin variațiuni petrografice mai complicate. Spre partea superioară șisturile devin mai micacee, capătă intercalațiuni nisipoase până când trec în marne gresoase și gresii vișinii, vinete sau sure.

Lateral spre Vest, modificările sunt ceva mai brusce; faciesul marin de șisturi argiloase fine se imbrică cu depozite de gresii vișinii sau sure, de origină lacustră.

Institutul Geologic al României

După unele particularități litologice și faunistice, cât și după ordinea de succesiune a formațiunilor, noi vom distinge în sânul acestui complex următoarele unități:

11. Șisturi de Onut
12. Gresii de Babin

11. Șisturi de Onut

Incepând cu împrejurimile Onutului, dela granița bucovino-basarabeană și până la Zviniace din Bucovina, stratele paleozoice sunt reprezentate în malul Nistrului prin șisturi argiloase gri-închise sau măslinii, variate în unele locuri cu intercalațiuni calcaroase. Sunt formate din material detritic fin, pronunțat și regulat șistoase, putând fi clivate în plăci subțiri cu fețe paralele.

După compoziție, culoare și modul de stratificație, șisturile de Onut n'au ca precedent litologic în formațiunile din Basinul paleozoic Moldo-Podolic decât șisturile ordoviciene de Naslavcea.

Caracteristica generală a faunei șisturilor de Onut este lipsa de omogenitate din punct de vedere paleontologic, al originei, și al răspândirei formelor în strate. In formațiunea descrisă întâlnim elemente de origine paleozoogeografică variată; răspândirea lor în strate este deasemenea variabilă; unele zone și regiuni sunt de o sărăcie de forme extremă, pe câtă vreme altele reprezintă adevărate lumachele, formate din scoicile unei singure sau numai câtorva specii. Scheletele formelor sunt subțiri și fragile, adesea bine păstrate cu toate detaliile fine de ornamentație și structură.

La Onut, formațiunea cu acelaș nume este compusă din șisturi argiloase fine de culoare cenușie-verzuie, variate spre bază prin strate mai subțiri, argiloase, mai grosolane ca stratificație și compoziție, sfărămicioase și de culoare cenușie mai deschisă.

In orizonturile acestea inferioare mai întâlnim unele forme de tipul stratelor de Ruhotin.

La partea superioară a șisturilor argiloase, pe unele zone întâlnim intercalațiuni subțiri lenticulare calcaroase, sau orizonturi fosilifere compuse din orthide, strophomenide, *Chonetes*, mai rar rhynchonelide izolate.

Puțin mai spre Vest, la Vadul Nistrului (Brodec), în șisturile de Onut găsim des intercalate brâuri de plăci calcaroase, înfipte în șisturile argiloase din care se pot desprinde ușor. Atât intercalațiunile acestea cât și stratele de șisturi argiloase, cuprind o bogăție mare de forme, grupate, de cele mai multe ori, în zone compuse din o singură sau un număr restrâns de specii (Pl. IX, Fig. 2,3,4) în special brachiopode.

Dacă înaintăm și mai departe spre Vest, observăm că, între Repujineț și Crisceatec, faciesul litologic și faunistic al șisturilor de Onut se schimbă puțin; roca predominantă rămân aceleași șisturi argiloase măslinii, fin stra-

Institutul Geologic al României

tificate și adesea întrerupte de intercalațiuni subțiri calcaroase, lenticulare. In schimb, la baza formațiunii întâlnim strate mai pronunțate ca grosime de calcar compact semicristalin sau marne calcaroase cenușii închise, vinete, cu cephalopode, ostracode, lamellibranchiate, mai rar resturi de placodermi.

Șisturile de Onut din cuprinsul acestui sector devin nisipoase la partea superioară a formațiunii, trec apoi în marne nisipoase și gresii roșii sau sure cu placodermi, cari compun deja orizontul următor.

Și în această regiune resturile animale se grupează deasemenea în zone subțiri, formate din asociațiuni relativ omogene, intercalate în stratele mai groase puțin sau de loc fosilifere (Pl. X, Fig. 2—3).

Formele întâlnite de mine în diverse puncte de răspândire a șisturilor de Onut sunt următoarele:

	Onut	Vadul Nistrului	Repujineț	Crisceatec
ALGAE				
Spirophyton af. *Eifeliensis* KAYZ.	—	—	—	+
ANTHOZOA				
Favosites Hisingeri EDW. & H.	—	—	+	+
CRINOIDEA				
Entroce diverse sp.	+	+	+	+
ANNELIDA				
Tentaculites ornatus SOW.	+	+	+	+
» af. *tennis* SOW.	+	+	+	+
» af. *annulatus* SCHLOTH.	+	+	+	+
BRYOZOA				
Monotrypa sp.	—	—	—	+
Cyclotrypa sp.	—	—	—	+
BRACHIOPODA				
Atrypa Thetis BARR.	+	—	—	—
Camarotoechia tarda (BARR.)	+	+	—	—

Institutul Geologic al României

	Onut	Vadul Nistrului	Repujineț	Crisceatec
Camarotoechia Daphne (BARR.)	+	+	—	+
» *confinis* (BARR.)	+	+	+	+
» *carens* (BARR.)	+	+	—	+
Spirifer elevatus DALM. *var angustiplicatus* KOZL.	+	+	—	+
» » » var. *inchoans* (BARR.)	+	+	—	—
» *togatus* BARR.	+	+	—	—
» *laeviplicatus* KOZL.	—	+	—	—
» *orphanus* KOZL.	—	+	—	—
» *elevatus* DALM var. *zaleszczykiensis* KOZL.	—	—	—	+
Chonetes striatellus DALM.	+	+	+	—
» *mediocostalis* KOZL.	+	+	—	—
Rhipidomella hybrida (SOW.)	+	+	—	—
Dalmanella canaliculata (LINDSTR.)	+	+	—	—
» *elegantula* (DALM.)	+	+	—	—
» *Gervilei* (DEFR.)	+	+	—	—
Orthis praecursor BARR.	+	+	—	—
» sp. sp.	+	+	—	—
Plectodonta Mariae KOZL.	+	+	—	—
Stropheodonta Phillipsi (BARR.)	+	+	—	—
Strophonella podolica (SIEM.)	+	+	—	—
Stropheodonta Dutertrii (MURCH.) var. *Siemiradzkii*. n. var	+	+	—	—
Mutationella podolica (SIEM.)	+	+	+	+
Podolella rensselaeroides KOZL.	+	—	—	—
Lingula Lewisii SOW.	—	—	—	+
» *cornea* SOW.	—	—	—	+
» sp.	+	—	—	—
Orbiculoidea rugata SOW.	+	—	—	—
Schizophoria fragilis KOZL.	+	+	—	—
LAMELLIBRANCHIATA				
Pteronitella retroflexa (WAHL.)	+	—	—	+
Aviculopecten reticulatus HIS.	+	+	—	—
Sanguinolites (Arca) decipiens (MC. COY)	—	—	+	+
Grammysia cingulata HIS.	+	+	+	+

Institutul Geologic al României

	Onut	Vadul Nistrului	Repujineț	Crisceatec
Grammysia podolica SIEM.	—	+	+	+
» *complanata* SANDB.	+	+	+	—
Cucullella aff. *tenuiarata* SANDB.	—	+	+	+
» *cultrata* SANDB.	—	—	—	+
» *ovata* SOW.	+	+	—	+
Orthonota solenoides (SOW.)	—	+	—	+
Pterinea aff. *ventricosa* PHILL.	—	—	—	+
Nucula sp.	—	—	—	+
GASTROPODA				
Bellerophon aff. *megalomphalus* LER.	+	—	—	—
Pleurotomaria claustrata (LINDSTR.)	+	—	—	—
Platyceras disjunctum (GIEB.)	+	—	—	—
CEPHALOFODA				
Cyrthoceras af. *nuntius* BARR.	—	—	—	+
» » *formidandum* BARR.	—	—	—	+
Orthoceras explanans BARR.	—	—	—	+
» *grave* BARR.	—	—	—	+
» *Roemeri* ALTH.	—	—	—	+
» sp. sp.	+	+	+	+
CRUSTACEA				
Primitia concina JONES	—	—	—	+
Aparchites oblongus JONES.	+	+	—	+
Leperditia tyraica SCHM.	+	+	+	+
Beyrichia sp.	+	+	—	+
Dalmania caudata EMR.	+	—	+	—
Dechenella rugulosa (ALTH.)	+	—	+	—
Proetus af. *signatus* LINDSTR.	+	—	+	—
Homalonotus af. *delphinocephalus* GREEN.	+	—	—	—
Beyrichia inornata ALTH.	—	—	—	+
» cf. *Podolica* ALTH.	—	—	—	+
» cf. *Buchiana* JONES.	—	—	—	+

Institutul Geologic al României

	Onut	Vadul Nistrului	Repujineț	Crisceatec
Beyrichia Wilckensiana JONES.	—	—	—	++
Eurypterus sp.	—	—	—	++
Pterygotus sp.	—	—	—	+
PISCES				
Palaeaspis Simionescui n. f.	—	—	—	+
Cyathaspis Sturi ALTH.	—	—	—	++
Pteraspis rostratus AG.	—	—	—	+
» *Kneri* LANK.	—	—	+	—
» *podolicus* ALTH.	—	—	—	+
» sp.	—	—	—	+

Analiza faunei. Mai întâiu observăm că contrastul numeric între elementele autochtone și cele intruse s'a retușat simțitor, astfel că e greu de spus care e cel preponderent în fauna șisturilor de Onut și dacă acum mai are valoare stratigrafică hotărîtoare numai elementul de tip nordic. La pierderea rolului principal pe care l-a jucat până acuma elementul acesta în stratigrafia stratelor gotlandiene deja studiate, contribue faptul că multe forme nordice, supraviețuite până în momentul acesta geologic, s'au pulverizat în variațiuni locale.

Formele mai răspândite în șisturile de Onut se grupează principal în jurul a 4 clase zoologice, formând anumite asociațiuni după zone faciale. Astfel, în zona vestică de răspândire a stratelor studiate și anume între Repujineț și Zviniace, predomină cephalopodele, lamellibranchiatele și crustaceii; alte tipuri sunt reprezentate slab și reduse cu totul ca număr și variațiuni. Spre Est, din contra, predomină brachiopodele, alte grupuri fiind mai slab reprezentate, după cum se poate constată între Vadul Nistrului și Onut.

Vom analiză câtevă elemente caracteristice șisturilor de Onut după zonele faciale pe care le prezintă această formațiune în răspândirea sa.

Faciesul estic cu brachiopode

Trebuie mai întâiu să amintim că stratele de bază din împrejurimile localității Onut, deși prezintă caractere petrografice asemănătoare sistemului de strate analizate în acest capitol, după unele forme ce le cuprind

Institutul Geologic al României

trebuesc considerate ca aparținând încă nivelului stratigrafic anterior studiat. Astfel, numai în stratele inferioare dela Onut, alături de unele forme comune șisturilor de Onut și celor de Ruhotin, au fost întâlnite de mine câteva exemplare de *Homalonotus*, foarte apropiat dacă nu chiar indentic cu *H. delphinocephalus* GREEN.

Formele întâlnite la Onut în orizonturile mai superioare, se repartizează ușor pe aceeaș treaptă stratigrafică cu cele întâlnite în localitățile situate mai spre Vest.

Camarotoechia tarda BAAR. cum variet. sunt forme comune acestui facies, constituind la Vadul Nistrului orizonturi întregi. Forma tipică se mai întâlnește în Barrandian în stratele gotlandiene superioare, trecând și în cele devoniene inferioare. O întâlnim deasemenea în calcarele de Angres din Liévin (Pas-de-Calais), considerate ca stratele ludlowiene cele mai superioare.

Camarotoechia confinis BARR., o formă mult apropiată de cea precedentă, caracterizează în Barrandian etajul $e\beta$.

La noi se întâlnește în ambele variațiuni faciale, în a doua fiind mai rară.

Spirifer togatus BARR. și *Strophomena Phillipsi* BARR. se întâlnesc în Barrandian, din Gotland până la Devon.

Spirifer inchoans BARR. După mine nu e decât o varietate a formei *S. elevatus* DALM., premergătoare lui *S. Nerei* BARR. *S. elevatus* DALM. nu se cunoaște în stratele gotlandiene din Barrandian, în schimb variațiunea *inchoans* e caracteristică etajului $e\gamma$. Formele:

Spirifer elevatus DALM. — *Rhipidomella hybrida* (SOW.)
Chonetes striatellus DALM. — *Dalmanella canaliculata* (DALM.)
Dalmanella elegantula (DALM.)

sunt tipuri gotlandiene de facies nordic.

In schimb *Orthis praecursor* BARR., este considerată în Bohemia drept formă devoniană.

Stau decomadată la o parte în restul formelor:

Stropheodonta Dutertrii MURCHIS. var., *Siemiradzkii* n. var. și *Mutationella podolica* SIEM., ambele destul de răspândite în șisturile de Onut. Prima are, probabil, legătură filogenetică cu forma locală *Strophomena studenitzae* WEN., întâlnită în stratele gotlandiene inferioare din B. P. M. P., drept care a și fost considerată de SIEMRADZKI. Eu n'am găsit decât ușoare deosebiri de *L. Dutertrii* MURCHIS., formă siluriană întâlnită și în calcarele de Ferques din Bas-Boulonnais.

Mutationella podolica SIEM. comună în acest facies, mai rară în cel de al doilea, e sensibil variabilă; unele varietăți prezintă asemănări cu *Retzia melonica* BARR., cunoscută din Devonianul bohem.

Faciesul vestic cu cephalopode și lamellibranchiate. Cephalopodele au fost întâlnite de mine în faciesul acesta în număr și variațiuni mult mai mare

Institutul Geologic al României

decât cel care a putut fi determinat până în prezent. Aproape toate sunt tipuri boheme, caracteristice în special calcarelor de Lohkov, considerate ca facies de cephalopode al etajului *eβ* din Barrandian.

Grammysia cyngulata His. apare în Ordovicianul din Țara Galilor, ajunge să fie comună în upper Ludlow din Westmoreland, Schropshire, etc.; se întâlnește apoi în stratele gotlandiene din regiunile baltice, în stratele siluro-devoniene din Liévin, în șisturile de Mondrepuis din Ardeni, etc.

Aviculopecten reticulatus (His.) *Sanguinolites (Arca) decipiens* (Mc. Coy.)
Pteronitella retroflexa (Wahl.) *Grammysia complanata* Sow.

caracterizează pretutindeni în regiunile nordice stratele superioare ale Salopianului. In Anglia sunt răspândite în stratele de Wenlock și Ludlow; în Gotland caracterizează oriz. 10-12; în regiunile Oslo—zonele superioare a oriz. 9, fiind întâlnite și în orizontul K_2 din regiunile baltice.

Cucullella af. *tenuiarata* Sandb. *Pterinea* af. *ventricosa* Phill.
Cucullella cultrata Sandb.

sunt forme apropiate de cele devoniene.

Brachiopodele în general se întâlnesc rar; fac excepție lingulidele; în special *Lingula cornea* Sow. se aglomerează câteodată formând zone subțiri, adesea în asociație cu *Pteraspis* (Pl. X, Fig. 3).

In asociație analoagă, forma aceasta e întâlnită și în stratele de «Downton Castle Sandstone» din seria «Passage-Beds» din Anglia.

In caracteristica faciesului cu cephalopode și lamellibranchiate mai trebuie adăugată prezența placodermilor și a gigantostraceelor.

Peștii întâlniți de mine în șisturile de Onut sunt următorii:

Palaeaspis Simionescui n. sp. *Pteraspis Kneri* Lank.
Pteraspis rostratus Ag. » *podolicus* Alth.
Cyathaspis Sturi Alth.

Genul *Palaeaspis*, considerat ca cel mai inferior printre pteraspizi, în cele câteva cazuri întâlnite în America și Europa, caracterizează în mod constant orizonturile gotlandiene cele mai superioare.

Pteraspis rostratus Ag. este o formă care trece deja în stratele devoniene inferioare, caracterizând formațiunea de Old-Red din Anglia.

Tot în stratele acestui orizont, se întâlnesc în număr mare ostracodele, mai rar gigantostraceele. Din grupul din urmă eu am găsit o formă mică de *Eurypterus* și mai multe resturi de *Pterygotus*.

In regiunile nordice cu formațiuni gotlandiene se cunosc mai multe orizonturi cu gigantostracee, așezate la nivele stratigrafice deosebite, după cum și noi am întâlnit unul în stratele mai inferioare deja studiate. Dacă primul l-am echivalat cu orizonturile dela sfârșitul Salopianului inferior, cel de-al doilea, în asociație cu pești, trebuie pus alături de stratele de «Ludlow

Institutul Geologic al României

B o n e-b e d», caracterizate în Țara Galilor prin *Pteraspis*, *Eurypterus*, *Pterygotus*, *Slimonia*, *Beyrichia Cloedeni*, etc.

Ostracodele sunt destul de răspândite ca număr și viariațuni pe unele zone din acest facies. In primul rând atrag atenția formele mari de *Leperditia tyraica* SCHM., care dealtfel au mai fost întâlnite și în alte orizonturi mai inferioare dela noi, fără a formă însă aglomerațiuni de tipul celor din stratele dela Zviniace. (Plan. IX, Fig. 1).

Caracterele faciale și vârsta șisturilor de Onut. Din cele spuse mai sus, noi știm deja că elementul faunistic nu e uniform repartizat în șisturile de Onut.

Numărul mare de indivizi prin care sunt reprezentate unele specii îngrămădite în anumite locuri, trădează existența unor condițiuni favorabile aglomerării indivizilor în anumite zone și aceasta probabil în legătură cu topografia fundului mării și gradului redus de agitații în aceste zone [1]).

Între Repujineț și Zviniace, raportul între grupele de animale, conviețuitoare în aceste strate, este următorul:

Brachiopode	13%
Lamellibranchiate	20%
Cephalopode	20%
Crustacei	26%
Pești și alte forme	10%

Asociații biologice în felul acesta dau de bănuit întotdeauna existența, în apropiere, a unui facies litoral.

Din o simplă privire a tabloului de forme întâlnite de mine în șisturile de Onut, observăm că avem deface cu un tip de faună care nu precizează clar dacă stratele s'au depus încă în Gotlandian sau au depășit deja pragul acestui sistem, începând faza devoniană. Criteriile paleontologice comparative par a fi suficiente atât pentru, cât și contra fiecărui punct de vedere.

Părerile emise până în prezent asupra vârstei formațiunilor analoage din Podolia polonă sunt contradictorii. In 1899, SZAJNOCHA (112) a luat diverse faciesuri drept orizonturi stratigrafice deosebite, propunând termenii stratigrafici de strate de I w a n i e, C z o r t k o w și B o r s z c z o w.

SIEMIRADZKI (113), numai în profilul dela Z a l e s z c z y k i, distinge 25 de orizonturi, fiecare caracterizat prin forme specifice și repartizate în toată seria gotlandiană și devoniană până la orizontul cu *Calceola sandalina* din alte părți din Europa.

[1]) I. WEIGELT (153) observă formarea, pe fundul mărilor nordice de astăzi, a unor bancuri voluminoase de moluște, dispuse în zone și compuse din aglomerațiuni mari de indivizi ce aparțin unui număr restrâns de specii. Pare-mi-se că condițiuni batimetrice și biologice analoage au avut loc și în timpul diferențierii lumachelelor paleozoice dela Vadul Nistrului.

Institutul Geologic al României

Acest autor începe schema stratigrafică dela Zaleszczyki cu stratele de Lower Ludlow, considerând ca atare stratele cu *Eurypterus* și *Pterygotus*, urmate de orizontul cu *Leperditia tyraica*, echivalat de autor cu Aymestry limestone din Anglia.

După indicațiile autorului, orizontul cu *Eurypterus* și *Pterygotus* se află în Crisceatec la un nivel ce nu trece de 6 m. deasupra apei, deci cam pe la cota de 150 m. nivel absolut. Eu am găsit *Eurypterus* sp. în șisturile din capătul podului dintre Zviniace și Zaleszczyki, pe la cota de 160 m. și urme de *Pterygotus* la nivele și mai ridicate.

Nu poate fi considerată ca zonă stabilă nici cea cu *Leperditia tyraica*; specia aceasta în formațiunile paleozoice dela noi are o răspândire verticală mult mai largă; ea a fost întâlnită de mine în primul orizont cu *Eurypterus*, deasupra etajului inferior cu corali precum și în stratele argiloase, intercalate în gresiile roșii cu placodermi, considerate de unii autori ca devoniene.

Părerea mea este că stratele de Zviniace și cele dela Zaleszczyki cu *Eurypterus*, *Pterygotus*, placodermi etc., trebuesc raportate nu nivelului ludlowian inferior cu gigantostracee, ci altuia mai superior.

Punctul de vedere a lui Szajnocha asupra vârstei formațiunilor analoage cu șisturile noastre de Onut este greu de analizat, deoarece cea mai mare parte din argumentația paleontologică e bazată pe specii noui, pe care nu le-a descris și nici nu le-a figurat. Acest inconvenient a fost de curând înlăturat, în o măsură oarecare, de către Kozlowski (60) ale cărui concepțiuni stratigrafice nu diferă mult de cele ale lui Szajnocha.

In studiul său asupra brachiopodelor gotlandiene din Podolia polonă, Kozlowski încearcă de fapt să puie baza paleontologică ce lipsià principiilor stratigrafice ale autorului mai sus citat.

După ambii autori, complexul gotlandian final din Basinul Moldo-Podolic se poate divide în două etaje, din care cel inferior — de Borszczow — este caracterizat prin abundența brachiopodelor și numărul sensibil redus de animale din alte clase.

Speciile localizate de Kozlowski în acest etaj sunt în număr de 25. Din numărul acesta va trebui să lăsăm la o parte formele: *R. frequens*, *D. elegantuloides*, *B. pseudolinguifera*, *L. leprosa* și *S. secreta*, analizate de noi cu ocazia studiului stratelor de Ruhotin, formațiune în parte înglobată de Kozlowski în etajul de Borszczow.

Rămân prin urmare 20 specii de brachiopode, pe care le-am puteà considerà localizate în strate analoage faciesului cu brachiopode al șisturilor de Onut; din acestea, 12 sunt forme endemice; cele comune altor regiuni din Europa sunt următoarele:

Camarotechia tarda (Barr.)
L. emarginata (Barr.)
S. Lewisii David.
D. Gervillei Defr.

Institutul Geologic al României

Camarotoechia carens (BARR.) *M. passer* BARR.
S. striata (SOW.) *L. rhomboidalis* (WILCK.)

Formele acestea, în repartiția lor verticală parcurg în întregime complexul gotlandian, trecând unele și în Devonian, astfel că pentru determinarea vârstei acestui etaj, KOZLOWSKI a trebuit să renunțe la metodele paleontologice obișnuite.

Formațiunile de Onut, în fauna cărora rolul principal nu-l mai joacă brachiopodele, SZAJNOCHA, și după el KOZLOWSKI și alții, le consideră ca un etaj superior celui precedent. Până în prezent nu se poate socoti pe deplin dovedită stabilitatea stratigrafică a etajului de Czortkow, cu toate că contrastul faunistic e mare. In etajul de Czortkow, KOZLOWSKI găsește 12 specii brachiopode din care 7 sunt comune celui de Borszczow și 5 proprii. Din acestea, *Stropheodonta subinterstrialis* var. *seretensis* KOZL. este în realitate o variațiune individuală de *Stroph. Dutertrii* var. *Siemiradzkii* n. var., întâlnită de mine și în faciesul cu brachiopode. Numărul de coaste secundare variază la această specie în raport cu gibozitatea mai mare sau mai mică a exemplarelor, dealtfel ca și la forma tipică de *S. Dutertrii* din Ferques. *Chonetes mediocostalis* KOZL., formează zone și în faciesul cu brachiopode, iar *Mutationella podolica* (SIEM.) compune zone de lumachele, formate aproape excluziv din această specie în ambele faciesuri. *Spirifer elevatus* var. *Zaleszczykiensis* KOZL., pare a fi, într'adevăr, o formă proprie faciesului cu cephalopode și lamellibrachiate [1]).

Prin urmare, dacă ne mărginim numai la brachiopode, aproape toate speciile întâlnite până în prezent în stratele de Czortkow sunt comune și etajului de Borszczow.

Sincronismul între formațiunile în discuție este confirmat și de faptul, recunoscut dealtfel și de KOZLOWSKI, că în stratele de Borszczow (la Babince) ca și în cele de Czortkow, se întâlnesc resturi de pești placodermi.

După concepția lui SZAJNOCHA, stratele cu gigantostracee și pești placodermi n'ar trebui să se găsească în malul Nistrului decât între localitățile restrânse la împrejurimile Iwanie și Zaleszczyki. Faptul acesta este contrazis de constatarea lui ALTH (2), care citează *Stylonurus* sp. în șisturile argiloase dela Mitkeu, localitate situată pe malul românesc al Nistrului în imediata apropiere de Onut, deci în zona faciesului cu brachiopode.

Constatarea mai interesantă cu privire la răspândirea acestui orizont e făcută de WIENJUKOW; el a descris la Satanow formațiuni paleozoice superioare, reprezentate prin o alternanță de calcare compacte semicristaline cu șisturi fine argiloase verzui. In stratele de calcar el a întâlnit:

[1]) Este interesant faptul că printre formele de *S. Nerei* BARR. din calcarele de Koneprusi, se întâlnesc variațiuni ce se abat dela forma tipică, apropiindu-se foarte mult de *S. elevatus* var. *Zaleszczykiensis* KOZL. Un atare exemplar se găsește în colecția Barrandeum-ului din Praha, înregistrat sub NČF 349, cat. 8784.

Institutul Geologic al României

Beyrichia inornata ALTH. *Orthonota* sp.
» *Reussi* ALTH. *Pteraspis (Scaphaspis) obovatus* ALTH.

In șisturile verzui argiloase, citează printre altele și *Eurypterus Fischeri* EICHW.

Faptele acestea dau de bănuit că orizontul cu gigantostracee și placodermi are o răspândire orizontală mult mai largă decât se presupune de unii geologi, depășind limita stabilită de SZAJNOCHA între etajele de Czortkow și Borszczow. Numai sincronismul perfect între stratele cu placodermi și gigantostracee dela Zaleszczyki și cele dela Satanov, poate să ne explice modul cum a pătruns în stratele paleozoice din Podolia ucraineană, specimenul de *Pteraspis* descris și figurat de WIENJUKOW.

Părerea mea este că orizonturile deosebite de SZAJNOCHA ca strate de Iwanie, Czortkow și Borszczow sunt sincronice între ele în cea mai mare parte, reprezentând variațiunile faciale ale unuia și aceluiaș sistem de strate.

Complexul de strate deosebit de noi ca șisturi de Onut reprezintă, fără îndoială, o formațiune sincronică ultimelor subdiviziuni gotlandiene din alte părți din Europa. Elementele faunistice localizate în această formațiune prezintă însă prea puține variațiuni în repartiția lor verticală și un habitus paleontologic cu totul particular, astfel că o delimitare în sânul acestui complex a unor orizonturi cu poziție stratigrafică hotărîtă, cred că nu este posibilă.

Fauna șisturilor de Onut, deși conține unele elemente devoniene, nu prezintă habitusul faunistic tipic acestui sistem. Din analiza sumară a faunei șisturilor de Onut, reiese că ea se compune din următoarele trei elemente:

1. Forme de tip nordic
2. » » » mediteran și
3. » genetic diferențiate pe loc din unele și altele.

Desvoltarea unor condițiuni favorabile diferențierii formelor noui, coincide adeseori în istoria pământului cu izolarea și reducerea sensibilă a basinurilor marine anterioare. Fenomenele biogenetice care au avut loc în Basinul paleozoic Moldo-Podolic la sfârșitul Gotlandianului, nu diferă mult de cele petrecute mai târziu în golfurile de Konca și Buglovca.

Elementele noui diferențiate în condițiunile acestea, găsesc momente prielnice pentru a pune bazele genetice unei părți din fauna unităților stratigrafice, formate mai târziu pe loc sau în alte regiuni.

Prin urmare e posibil ca unele forme, întâlnite în stratele devoniene din regiunile învecinate, să fi fost diferențiate din altele preexistente în Basinul paleozoic Moldo-Podolic, sau să fi luat naștere direct în acest basin. In sensul acesta poate că fauna șisturilor de Onut s'ar putea numi într'adevăr, «siluro-devoniană» fără ca prin aceasta să se înțeleagă și prezența stratelor devoniene, ca unitate relativă de timp geologic. Termenul mai potrivit pentru formațiunile complexului final din Basinul paleozoic Moldo-Podolic ar fi cel de «tranziție»,

Institutul Geologic al României

fără să fie sinonim cu termenul englezesc de «Passage-beds», fiind mult mai larg, ca noțiune de timp, decât acesta din urmă.

12. Gresii de Babin

In capătul extrem-vestic de răspândire a formațiunilor paleozoice din malul românesc al Nistrului, începând dela Repujineț și până la punctul de graniță Babin (Babince) întâlnim strate gresoase și argilo-nisipoase de culoare roșie, vișinie, gri sau verzuie. Formațiunea aceasta, în general nisipoasă, prezintă unele variațiuni litologice ușoare. Incepe cu strate argilo-nisipoase verzui, trece apoi în gresii sau marne nisipoase roșii-vișinii sau brune, ce alternează cu strate de marne nisipoase cu stratificația slab pronunțată. Marnele nisipoase au o constituție loesoidă și prezintă, drept caracter particular, proprietatea de a se dezagregà și crăpà în bulgări cu contururi neregulate sau coloane prismatice. Roca aceasta, de obiceiu brună sau vișinie, prezintă adesea și pete vinete cu nuanțe de culoarea bronzului, ce imprimă orizontului aspectul vărgat, însă într'o măsură mai puțin pronunțată ca la șisturile argiloase vărgate ordoviciene de lângă Atachi.

Stratele de gresie roșie sunt întrerupte uneori de șisturi argiloase verzui sau măslinii, de grosimi neînsemnate.

La Zviniace și Repujineț, strate nisipoase de tipul acesta găsim la partea superioară a șisturilor argiloase, intercalate în stratele marine.

Stratele de Babin se sfârșesc prin gresii cuarțoase sure, care la noi au o răspândire limitată între Schit și Babin și o grosime neînsemnată.

Ceeace mai caracterizează gresiile roșii dela noi, este faptul că la suprafața stratelor întâlnim adesea smalțuri de insolație, urme de valuri și crăpături de uscare.

Nu mai puțin caracteristică este și fauna stratelor de Babin. In gresiile și stratele argilo-gresoase nu întâlnim decât pești placodermi, mai rar forme problematice de tipul «fucoide».

Găsim forme răzlețe aproape în toată grosimea stratelor, câteodată însă resturile de pești sunt aglomerate, formând zone subțiri sau intercalațiuni de adevărată breccie osoasă (Pl. X, Fig. 1).

In stratele studiate au fost întâlnite formele de mai jos. In gresii și strate argilo-gresoase:

Cyathaspis aff. *Sturi* ALTH.
Pteraspis rostratus AG.
» *major* ATH.
» » » var. *latifrons* n. var.
» *Kneri* LANK.
Cephalaspis aff. *Heintzi* STENS.
» *bucovinensis* n. f.
Auchenaspis sp.
Phlictenaspis sp.
Spirophyton cfr. *Eifeliensis* KEYZ.

In intercalațiunile de șisturi argiloase verzi sau măslinii:

Institutul Geologic al României

Lingula cornea Sow. *Leperditia tyraica* Schw.
Mutationella podolica (Siem.) *Beyrichia* sp.

Originea stratelor de Babin. Condițiunile fizico-geografice, în care au luat naștere stratele de gresii și argile nisipoase vișinii din Basinul Moldo-Podolic, se pot deduce lesne din caracterul petrografic al formațiunei, din fauna cuprinsă și din urmele rezultate la suprafața stratelor în anumite împrejurări climaterice și batimetrice.

Constituția petrografică a formațiunilor analoage din Podolia polonă a fost studiată de M. Hamerska (52).

Ea a dovedit că stratele argilo-nisipoase vișinii provin din material eolic remaniat, pe câtă vreme gresiile cuarțoase sunt nisipurile adunate de vânt, pe uscat.

Nu-mi rămâne decât să confirm părerea autorului citat, în privința stratelor argilo-nisipoase vișinii. Formațiunile acestea dela noi reproduc până la detalii aspectul și modul de dezagregare al unei roce de tip loesoid.

A doua teorie a lui M. Hamerska, cu privire la geneza gresiilor cuarțoase superioare, nu se poate aplică la formațiunile dela noi. In asemenea strate, la Babin se întâlnesc resturi de placodermi ca și în stratele argilo-gresoase vișinii, fapt care dovedește că întregul complex de strate s'a format sub apă. Aceasta nu exclude însă posibilitatea existenții în Basinul Moldo-Podolic și a unor depozite eolice formate în acelaș timp și pe uscat.

Prezența urmelor de valuri, crăpăturilor de uscare și a smalțului pe suprafața stratelor, indică condițiuni batimetrice schimbătoare ale basinului în care s'au depus stratele de Babin, climă aridă și efecte pronunțate de insolație.

Indicațiuni prețioase asupra regimului fizico-geografic în timpul formării stratelor de Babin ne dă fauna lor, care, după cum am văzut, se compune aproape excluziv din pești placodermi. Desvoltarea peștilor placodermi a fost favorizată, în special, de condițiunile schimbătoare ale lacurilor. In acest sens vorbesc și faptele dinamice mai sus analizate, astfel că origina lacustră a gresiilor și stratelor argilo-gresoase vișinii este, după mine, clară.

După toate probabilitățile, la sfârșitul Gotlandianului, în Basinul Moldo-Podolic se repetă în linii generale condițiunile geografice dela sfârșitul Ordovicianului. Marea se retrage, lăsând în urmă lacuri în care se desvoltă un tip de faună corespunzător condițiunilor create; în acelaș timp, se schimbă condițiunile de sedimentare și în zona litorală a mării.

Reducerea, probabil însemnată a aparatului fluviatil de pe continent și deci slăbirea aportului de material terigen pe aceste căi, cât și lipsa agitațiilor în zona mică de profunzime a mării, au dus la formarea șisturilor argiloase măslinii, fin stratificate, de Onut. Ambele unități geografice, pe de o parte marea iar pe de altă parte lacurile continentale din imediata vecină-

Institutul Geologic al României

tate, se găsiau în anumite momente în legătură directă. In felul acesta se explică prezența, în unele orizonturi marine, a peștilor placodermi și gigantostraceelor. In afară de aceasta, înregistrăm în zona de țărm și schimbări alternative de regim lacustru sau marin; pe urma lor a rezultat depozitele argilo-gresoase brune în stratele marine superioare dela Repujineț și Zviniace și intercalațiunile subțiri de șisturi argiloase măslinii cu forme marine, în stratele brune gresoase dela Babin.

Astfel ideia susținută de SIEMIRADZKI că gresiilie roșii cu placodermi sunt sincronice orizonturilor superioare marine dela Crisceatec, este adevărată.

Poziția stratigrafică a stratelor de Babin. După indciile petrografice, stratele de Babin prezintă asemănare cu faciesul devonian de «Old Red Sandstone». Aceleași gresii sau depozite argilo-gresoase, roșii-vișinii, cu pești placodermi, se întâlnesc în Țara Galilor, Nordul Franței, Belgia, regiunile baltice, etc.

Dacă ne adresăm faunei gresiilor de Babin, constatăm în primul loc că cele mai multe specii sunt forme locale.

Cea mai mare parte din fauna acestor strate o formează diverse specii de *Pteraspis*. Genul acesta se întâlnește în Europa începând din Passage-Beds și până în Eifelian.

Pteraspis rostratus AG. se întâlnește în stratele marine dela Zviniace în tovărășie cu *Lingula cornea* SOW. și în stratele inferioare și mijlocii ale faciesului lacustru dela Babin. In asociație cu specia de *Lingula* amintită, se întâlnesc pești placodermi și în stratele de «Downton Castle Sandstone» din seria «Passage-Beds» din Anglia.

Pteraspis Kneri LANCK. a fost întâlnit de mine atât în faciesul lacustru cât și în stratele marine superioare dela Zviniace. Forma aceasta, deasemenea proprie basinului nostru, a fost determinată de LANKESTER, care a studiat amănunțit fauna peștilor din gresiile roșii din Anglia și care n'a găsit motive suficiente pentru a o identifică cu vreo specie engleză.

După cum am arătat, în orizonturile superioare dela Babin, apar pești din grupul Cephalaspidelor și Coccosteidelor; formele acestea sunt restrânse numai la nivelele superioare gresoase, nefiind întâlnite în faciesul marin. Acest ultim orizont al stratelor paleozoice de pe teritoriul român este restrâns, ca răspândire, între Babin și Zviniace și compus la bază din strate argilo-nisipoase vișinii iar la partea superioară din gresii cuarțoase sure. Acì, alături de *Pteraspis rostratus* AG. și *Major* ALTH., se întâlnește *Cephalaspis* aff. *Heintzi* STENSIO, caracteristic pentru stratele downtoniene din Spitzberg; *Auchenaspis* și *Phlictenaspis*, ai căror reprezentanți se găsesc în stratele de trecere dela faza gotlandiană spre cea devoniană în Țara Galilor.

Am amintit mai sus că la Babin stratele argilo-nisipoase roșii cu placodermi sunt întrerupte cu intercalațiuni subțiri de șisturi argiloase verzui în care am întâlnit:

Institutul Geologic al României

Mutationella podolica, Lingula cornea, Leperditia tyraica, Beyrichia sp.

Toate aceste forme ne sunt deja cunoscute din studiul faunei șisturilor de Onut.

La partea superioară a profilului dela Babin, în intercalațiuni subțiri șistoase de culoare roșie, se întâlnește un tip de «fucoide» ce se aseamănă cu *Spirophyton Eifeliensis*, formă deasemenea cunoscută din șisturile verzui superioare dela Zviniace.

Fauna gresiilor cu facies de «Old Red» din Basinul Moldo-Podolic, este considerată de unii geologi poloni ca devoniană. SIEMIRADZKY (113—115) crede că aceste strate cât și echivalentele lor marine, reprezintă toată seria devoniană. Părerea aceasta cu privire la stratele marine a fost analizată la locul ei. Idea lui SIEMIRADZKI a găsit o expresiune mai documentată în lucrarea recentă a lui ZYCH (160) asupra peștilor din gresiile roșii. Autorul constată că 90% din fauna pe care a studiat-o se compune din Pteraspide. După el, în faciesul acesta din Podolia polonă genul *Pteraspis* este reprezentat prin două specii fundamentale: *Pteraspis Sturi* ALTH. și *Pt. Lerichei* ZYCH, dela care pleacă paralel o serie de mutații, diferențiate în orizonturi stratigrafice deosebite. Vederile autorului asupra legăturii filogenetice dintre aceste mutații și valoarea stratigrafică a faunei stratelor studiate, este redată în următorul tablou comparativ:

Etajul	Podolia		Pas-de-Calais Belgia	Provinciile Rhenane	Anglia
Eifelian	8. *Pteraspis* m. *latissima* *Asterolepis* sp.	Dolomite de Zlota Lipa		*Pterichtys Milleri, Pt. rhenanus, Pteraspis* sp.	
	7. *Pteraspis* m. *lata*				
Coblentzian	6. *Pteraspis* m. *elongata*		Grès de Wiheries		
	5. *Pteraspis* m. *longirostra*				
	4. *Pteraspis* m. *major*		Schistes de St.-Hubert	Siegenian	
Gédinian	3. *Pteraspis* m. *rostrata* *Phlyctaenaspis anglica* TRAQ. *Cephalaspis Lyelli* YAG.		Schistes et grès bigarrés de Liévin (France) Schistes de Fooz (Belgique)		*Pter. rostrata* *Pter. Crouchi* *Phlyctaenaspis anglica* *Cephalaspis Lyelli*
	2. *Pteraspis* m. *brevirostra*				
Passage-Beds	1. *Pteraspis Sturi* ALTH.		Passage-Beds Pas-de-Calais.		Passage-Beds.

Institutul Geologic al României

TABELA SINOPTICĂ

DE SUBDIVIZIUNI ŞI CORELAŢIUNI ALE FORMAŢIUNILOR ORDOVICIENE DIN BASINUL PALEOZOIC MOLDO-PODOLIC

B. P. M. P.		ANGLIA		ESTONIA (după F. SCHMIDT şi R. BASSLER)	SUEDIA (d. WIMANN, TRAEDSSON şi LINNARSON)	NORVEGIA (d. KIAER, KIERULF şi BROGER)
5.	Gresii de Molodova	Ashgillian	F_2	BORKHOLMER SCHICHT. — Calcare şistoase cu: *Calymene senaria* CONR., *Proetus ramisulcatus* NIESZK., *Illaenus Roemeri* VOLB., *Discoceras antiquissimum* EICHW., *Strophomena expansa* SOW., *Leptaena Schmidti* TORNQ., *Halysites catenularia* L., *Platystrophia biforata* SCHL., *Atrypa marginalis* DALM., *Platylichas cicatricosus* LOV.	BRACHIOPODEN-SCH. (Westgotland) / *Leptaena*-KALK. (Dalarne): *Illaenus Linnarssoni* HOLM., *Pharostoma leptaenarum* TQT., *Platylichas cicatricosus* LOV., *Chasmops maximus* SCHM., *Sinuites bilobatus* SOW., *Tripletia insularis* EICHW., *Atrypa imbricata* SOW., *Bilobites biloba* L., *Orthis calligramma* DALM., *Platystrophia biforata* SCHLOTH., *Leptaena sericea* SOW., *Halysites catenularius* L., *Platystrophia biforata* SCHLOTH. *Leptaena rhomboidalis* WILCK., *Plectambonites sericeus* SOW., *Remopleurides radians* BARR. *Calymmene tuberculata* BRUNN. *Lichas laciniatus* WAHL., *Climacograptus scalaris* var., *normalis* LAPW.	5 a. *Trinucleus Wahlenbergi* RENAULT., *Illaenus Linnarssoni* HOLM., *Chasmops* sp., *Cybele brevicauda* ANG., *Syringophyllum organum* LM., *Echinosphaerites balticus* EICHW., *Platystrophia biforata* SCHLOTH., *Orthis* cfr. *porcata* MC. COY.
			F_1	LYCKHOLMER SCHICHT. — Calcare silicioase şi marnoase cu: *Chasmops Eichwaldi* SCHM., *Cybele brevicauda* ANG., *Calymene senaria* CONR., *Lichas angusta* BEYR., *Illaenus Roemeri* VOLB., *Discoceras antiquissimum* EICHW., *Sinuites bilobatus* SOW., *Murchisonia insignis* EICHW., *Orthis solaris* BUCH., *Platystrophia biforata* SCHLOTH., *Streptelasma europaeum* ROEM., *Syringophyllum organum* L., *Trinucleus seticornis* HIS., *Strophomena Assmussi* VERN., *Worthenia esthona* KO.		4 d. OBERSTE CHASMOPS- und ISOTELUS-KALK *Chasmops* cfr. *wesenbergensis* SCHM., *Isotelus robustus* DEKAY., *Trinucleus Wahlenbergi* RENAULT *Illaenus* cfr., *Roemeri* VOLB., *Strophomena rhomboidalis* WILCK., *Remopleurides* cfr. *radians* BARR.
			E	WESENBERGER SCHICHT. — Calcare în alternanţă cu argile şi marne cu: *Chasmops wesenbergensis* NIESZK., *Ch. Nieszkowskii* SCHM., *Lichas Eicwaldi* NIESZK., *Leptaena sericea* CONR., *Porambonites gigas* EICHW., *Strophomena deltoidea* CONR., *Sinuites bilobatus* SOW., *Cybele brevicauda* ANG., *Illaenus Linnarsoni* HOLM., *Calimmene pediloba* ROEM., *Stomatopora arachnoidea* HALL.	TRINUCLEUS-KALK und -SCHIEFER *Trinucleus seticornis* HIS., *Remopleurides radians* BARR., *Orthis argentaea* HIS., *Leptaena quinquecostata* MC., COY., *Cybele verrucosa* DALM., *Trinucleus Wahlenbergi* RENAULT., *Illaenus megalophthalmus* LINNR.	4 c. TRINUCLEUS-KALK und -SCHIEFER *Trinucleus seticornis* HIS., *Chasmops wesenbergensis* SCHM., *Illaenus Linnarssoni* HOLM., *Remopleurides radians* BARR.
		Caradocian	D_3	WASALEM SCHICHT. — Calcare cu cystidee şi: *Plectambonites sericeus* SOW., *Clitambonites anomala* SCHL., *Cyclocrinus Spasskii* EICHW.		
			D_2	KEGELSCHE SCHICHT. — Calcare şistoase cu: *Pterygometopus laevigata* SCHM., *Chasmops maximus* SCHM., *Ch. buculenta* SJOGR., *Platystrophia biforata* SCHL., *Strophomena Assmussi* VERN., *Dalmanella testudinaria* DALM., *Leptaena rhomboidalis* WAHL., *Sinuites bilobatus* SOW., *Homolichas deflexus* SIOGR.		4 b. CHASMOPS-KALK und -SCHIEFER *Chasmops conicophthalmus* BOECK., *Illaenus* cfr. *Linnarssoni* HOLM., *Echinosphaerites aurantium* GYLL., *Sphaerocoriphe Hübneri* SCHM., *Cyclocrynus Spasskii* EICHW.
			D_1	IEWESCHE SCHICHT. — Calcare şi marne şistoase cu: *Chasmops maximus* SCHM., *Ch. marginatus* SCHM., *Cybele Kutorgae* SCHM., *Leptaena rhomboidalis* WILCK., *Echinosphaerites aurantium* GYLL., *Orthoceras vertebrale* EICHW.		
4.	Şisturi de Naslavcea		C_3	ITFERSCHE SCHICHT. — Calcare silicioase cu: *Chasmops Wrangheli* SCHM., *Echinosphaerites defformis* IAEKEL., *Worthenia esthona* mut. KO., *Cybele rex* NIESZK., *Illaenus sphaericus* HOLM., *Sphaerocoriphe Hubneri* SCHM.	CHASMOPS-KALK *Chasmops Odini* EICHW., *Ch. maximus* SCHM., *Remopleurides sexilineatus* ANG., *Ampyx rostratus* SARS., *Illaenus Linnarssoni* HOLM., *Platystrophia dorsata* HIS., *Echinosphaerites aurantium* GYLL., *Monticulipora petropolitana* PAND.	
			C_2	KUCKERS-SCHICHT. — Calcare şistoase cu intercalaţiuni de şisturi bituminoase (Brandschiefer) cu: *Chasmops Odini* EICHW., *Pterygometopus kuckersianus* SCHM., *Cybele coronata* SCHM., *Cyphaspis planifrons* SCHM., *Homolichas depressus* ANG., *Clitambonites marginata* SAHL., *Orthys calligramma* DALM., *Platystrophia chama* EICHW., *Primitia esthonica* BONNEMA.		4 a. SCHIEFER mit *Didymograptus geminus* u. *Ogygia dilatata.*
			C_1	ECHINOSPHAERITENKALK. — Calcare cu: *Echinosphaerites aurantium* GYLL., *Caryocystites balticus* EICHW., *Hemicosmites mallum* PAND., *Platystrophia bifurcata* EICHW., *Raphinesquina imbrex* PAND., *Asaphus cornutus* PAND., *Chasmops nasuta* SCHM., *Ch. Odini* EICHW., *Cyrtometopus aries* SCHM.		
3.	Gresii de Atachi	Llandeilian	B_3	ASAPHUS-KALK (Vaginatenkalk). — Calcare cu: *Asaphus expansus* DALM., *A. raniceps* DALM., *Niobe frontalis* BALM., *Orthys calligramma* DALM., *Endoceras vaginatum* SCHL., *Ampyx nasutus* DALM., *Cybele belatula* DALM.	ASAPHUS-KALK *Asaphus raniceps* DALM., *Ampyx nasutus* DM., *Endoceras Wahlenbergi* FOORD., *Asaphus expansus* WAHL., *Orthoceras vaginatum* SCHLOTH.	3 c. ORTHOCEREN-KALK
						3 c. EXPANSUS-SCHIEFER
2.	Şisturi verzi	Skiddavian	B_2	GLAUCONITKALK (Megalaspis-Kalk). — Calcare compacte glauconitice cu oolite feruginoase, caracterizate prin: *Megalaspis limbata* SARS. & BOECK., *Niobe laeviceps* DALM., *Orthis parva* PAND., *Dianulites petropolitanus* PAND., *Porambonites reticulatus* PAND., *Megalaspis gibba* SCHM.	LIMBATA- und PLANILIMBATA-KALK *Megalaspis limbata* BOECK., *M. planilimbata* ANG., *Niobe laeviceps* DALM.	3 c. MEGALASPIS-KALK
						3 b. PHYLLOGRAPTUS-SCHIEFER
1.	Gresii de Cosăuţi	Tremadocian	B_1	GLAUCONITSAND. — Gresii glauconitice cu: *Obolus siluricus* EICHW., *Orthis Christianiae* KJERULF., *Megalaspis Leuchtenbergi* LAM.	CERATOPYGE-KALK und -SCHIEFER *Ceratopyge forficula* SARS., *Euloma ornatum* ANG., *Niobe insignis* LINNR., *Orthis Christianiae* KJERULF, *Obolus Apollinus* EICHW.	3 a. CERATOPYGE-KALK und -SCHIEFER *Ceratopyge forficula* SARS., *Niobe insignis* LINNRS., *Euloma ornatum* ANG.
	Intrerupere		A_2d	DICTYONEMA-SCHIEFER. — Şisturi argiloase cu: *Dictyonema flabelliforme* EICHW.		
			A_2c	OBOLUS-SANDSTEIN. — Gresii cu: *Obolus Apollinus* EICHW.		
		Cambrian	A_1	GRESSII ŞI ARGILE ALBASTRE CAMBRIENE	SCHIEFER mit *Dictyonema Flabelliforme*	2. ALAUNSCHIEFER mit *Dictyonema Flabelliforme*

Institutul Geologic al României

TABELA SINOPTICĂ

DE SUBDIVIZIUNI ȘI CORELAȚIUNI ALE FORMAȚIUNILOR GOTLANDIENE DIN BASINUL MOLDO - PODOLIC

B. P. M. P.	ANGLIA	INSULA GOTLAND (după I. HEDE)	ESTONIA (d. F. SCHMIDT și C. TEICHERT)	NORVEGIA (d. KIAER)
12	DOWNTONIAN	INTRERUPERE	INTRERUPERE	Et. 10. Gresii roșii cu placodermi și gigantostracee.
11	DOWNTONIAN	12. SUNDRE - KALK. — Calcare roșii marnoase cu stromatoporide, Crinoidee, *Conocardium* sp., *Ascoceras* cfr. *gradatum* Lindstr. 11. HAMRA-KALK. — Marne calcaroase bituminoase cu: *Camarotoechia nucula* SOW., *Tentaculites annulatus* SCHLOTH., *Chonetes striatellus* DALM., *Rhynchospirina Baylei* DAVIDS., *Pteronitella retroflexa* WAHL., *Grammysia rotundata* SOW., *Aparchites obsoletus* JONES & HALL., *Acaste Downingiae* MURCHIS. 10. BURGSVIK-SANDSTEIN u. OOLITH. — Gresii și șisturi cu oolithe, caracterizate prin: *Tentaculites annulatus* SCHLOTH., *Camarotoechia diodonta* DALM., *Atrypa prunum* HIS., *Spirifer sulcatus* HIS., *Pteronitella retroflexa* WAHL., *Aviculopecten reticulatus* HIS., *Homalonotus Knighti* KÖNIG., *Acaste Downingiae* MURCH.		
10	DOWNTONIAN	9. EKE-MERGEL. — Marne nisipoase cu: *Syringopora fascicularis* EDW., & H., *Lingula Laewisi* SOW., *Dalmanella crassa* LINDSTR., *Rhipidomella hybrida* SOW., *Anastrophia deflexa* SOW., *Spirifer crispus* HIS., *Rhynchospirina Baylei* DAV., *Whitfieldella didyma* DALM., *Platyceras cornutum* HIS., *Calymmene intermedia* LINDSTR., *Homalonotus Knighti* KÖNIG., *Proetus signatus* LINDSTR., *Acaste Downingiae* MURCH.		Et. 9. Calcare și marne noduloase cu corali și brachiopode, caracterizate prin: *Camarotoechia nucula* SOW., *Chonetes striatellus* DALM., *Leperditia baltica* HIS., *L. norvegica* KIAER, *L. phaseolus* HIS., *Spirifer elevatus* DALM. In orizontul cu corali din partea estică a regiunii (Holmestrand): *Stromatopora* sp., *Favosites gotlandicus* L., *F. Forbesi* EDW. & H., *Thecia Swinderenana* GOLDF., *Coenites repens* WAHL., *Heliolites interstinctus* L., *Ptychophyllum truncatum* L., *Acervularia ananas* L., *Cornulites serpularius* SCHLOTH., *Strophomena rhomboidalis* WILCK., *Calimene tuberculata* BRÜNN., *Encrinurus punctatus* BRÜNN., *Platyceras cornutum* HIS., *Oriostoma discors* SOW., *Pterinea retroflexa* WAHL.
9	SALOPIAN SUPERIOR	8. HEMSE-GRUPPE. — Marne argiloase sau nisipoase micacee cu: *Acervularia ananas* L., *Rhizophyllum gotlandicum* LINDSTR., *Syringopora fascicularis* EDW. & H., *Tentaculites multilineatus* VINE., *Fistulipora membranacea* HNG., *Lingula Lewisi* SOW., *Bilobites bilobus* L., *Conchidium conchidium* L., *Gypidula galeata* DALM., *Wilsonia Wilsoni* SOW., *Atrypa marginalis* DALM., *A. prunum* HIS., *Daya navicula* SOW., *Spirifer Schmidti* LINDSTR., *Folmanella Danbyi* MC. COY., *Ilionia prisca* HIS., *Pleurotomaria Lloydi* SOW.	ÖSEL-GRUPPE OBERE	K_2. — Calcare cu: *Calimmene Blumenbachii* BROGN., *Proetus latifrons* NIESZK., *Beyrichia tuberculata* KLÖD., *B. Wilkensiana* JONES, *Orthis canaliculata* LINDSTR., *Atrypa prunum* DALM., *Chonetes striatellus* DALM., *Spirifer elevatus* HIS., *Rhynchospirina Salteri* DALM., *Camarotoechia nucula* SOW., *Pterinea reticulata* HIS., *P. retroflexa* HIS., *Folmanella Danbyi* MC. COY., *Ilionia prisca* HIS., *Murchisonia cingulata* HIS., *Pleurotomaria undata* SOW., *Grammysia cingulata* SOW., *Favosites Hisingeri* EDW. & H., *Cyathophyllum articulatum* HIS., *Syringopora reticulata* HIS.	
8. Strate de Hotin	SALOPIAN SUPERIOR	7. KLINTEBERG - KALK. — Calcare cu corali și stromatoporide, marne cu graptoliți, caracterizate prin: *Labechia conferta* LINDSTR., *Monograptus bohemicus* BARR., *M. Nilssnoi* BARR., *M. varians* WOOD., *Orthis Bouchardi* DAV., *Dinorthis rustica* SOW., *Chonetes gotlandicus* HEDE., *Rhychotreta cuneata* DALM., *Atrypa marginalis* DALM., *Spirifer Schmidti* LINDSTR., *Megalomus gotlandicus* LINDSTR., *Proetus concinus* DALM., *P. Stokesi* MURCH.		
	SALOPIAN SUPERIOR	6. MULDE-MERGEL. — Marne șistoase cu: *Dictyonema* sp., *Monograptus dubius* SUESS., *M. priodon* BRON., *Leperditia phaseolus* HIS., *Primitia punctata* JONES, *Acidaspis Marklini* ANG., *Cornulites serpularius* SCHLOTH., *Rhipidomella hybrida* SOW., *Camarotoechia nucula* SOW., *Wilsonia Wilsoni* SOW., *Spirifer elevatus* DALM., *Cyrtia trapezoidalis* WAHL.		K_1. — Șisturi argiloase și calcare dolomitice cu: *Eurypterus Fischeri* EICHW., *Pterygotus osiliensis* SCHM., *Trematapis Schrenchi* SCHM., *Thyestis verucosus* EICHW., *Leperditia grandis* SCHR., *L. phaseolus* HIS.
7. Stratele inferioare cu corali și brachiopode	SALOPIAN INFERIOR	5. SLITE-GRUPPE. — Marne și calcare recifale cu: *Ptychophyllum truncatum* L., *Thecia Swinderenana* GOLDF., *Aulopora Roemeri* FOERSTE, *Monograptus dubius* SUESS., *Dalmanella canaliculata* LINDSTR., *D. crassa* LINDSTR., *Rhipidomella hybrida* SOW., *Bilobites bilobus* L., *Plectambonites transversalis* WAHL., *Strophomena euglipha* HIS., *Strophomena antiquata* SOW., *Schuchertella pecten* L., *Pentamerus linguiferus* SOW., *Gipidula galeata* DALM., *Camarotoechia borealis* SCHLOTH., *Glassia compressa* SOW., *Gl. obovata* SOW., *Spirifer crispus* HIS., *S. elevatus* DALM., *Cyrtia exporrecta* WAHL., *Witfieldella didyma* DALM., *Meristina tumida* DALM., *Ilionia prisca* HIS., *Pleurotomaria ala.a* WAHL., *Poleumita discors* SOW., *Aechmina bovina* JONES., *Bumastus barriensis* MURCH., *Proetus concinus* DALM., *P. Stokesi* MURCH., *Encrinurus punctatus* WAHL., *Acidaspis Marklini* ANG., *Crinoidea, Bryozoa.* 4. TOFTA-KALK. —Calcare și conglomerate cu: *Spongiostroma Holmi* ROTHPL., *Solenopora gotlandica* ROTHPL. 3. HOGKLINT-KALK. — Calcare cu crinoidee și marne bituminoase cu: *Sphaerocodium gotlandicum* ROTHPL., *Coenites repens* WAHL., *Camarotoechia nucula* SOW., *Atrypa imbricata* SOW., *Bellerophon sphaera* LINDSTR., *Proetus granulatus* LINDSTR. 2. OBERE VISBY-MERGEL. — Marne calcaroase cu: *Cyathophyllum mitratum* HIS., *Goniophyllum pyramidale* HIS., *Heliolites interstinctus* L., *Favos. Forbesi* EDW. & H., *Pachipora lamellicornis* LINDSTR., *Halysites catenularia* L., *Clathrodictyon striatellum* d'ORB., *Dictyonella Capewelli* DAV., *Lept. rhomboidalis* WILCK., *Plectambonites transversalis* WAHL., *Rhynchotreta cuneata* DALM., *Camarotoechia borealis* SCHL., *Cyrtia exporrecta* WAHL., *Ambonichia striata* SOW., *Loxonema sinuosum* SOW., *Bumastus barriensis* MURCH., *Calymene tuberculata* BRÜNN., *Encrinurus punctatus* WAHL.	UNTERE	J. — Calcare coraliere cu: *Favos. gotlandica* L., *Ptychophyllum patelatum* SCHL., *Campophyllum irregulare* DYB., *Proetus concinus* DALM. *Bumastus Barriensis* MURCH., *Leperditia baltica* HIS., *Spirifer crispus* DALM., *Wilsonia Wilsoni* SOW., *Camarotoechia bidentata* HIS., *Leptaena transversalis* WAHL., *Dalmanella elegantula* DALM., *Rhipidomella hybrida* SOW., *Orthis rustica* SOW., *Strophonella euglipha* HIS., *Tentaculites ornatus* SOW., *Euomphalus sculptatus* SOW.	Et. 8. In partea vestică a regiunii corespund zonele cu: *Cyrtia exporrecta* WAHL., *Rhynchotreta cuneata* DALM., *Leperditia Hisingeri* SCHM., *Strophom. rhomboidalis* WILEK., *Siringopora bifurcata* LONSD., *Spirifer crispus* HIS. In partea estică, șisturile cu: *Monograptus basilicus* LAPW., *M. priodon* BRONN., *M. crenulatus* TQU., *M. ricartonensis* LAPW.,
	VALENTIAN	1. UNTERE VISBY-MERGEL. — Marne cu: *Palaeocyclus porpyta* L., *Plectambonites transversalis* WAH., *Striclandinia lirata* SOW., *Orthis Davidsoni* VERN., *Spirifer Marklini* VERN., *Leperditia Hisingheri* SCHM.		
6	VALENTIAN	INTRERUPERE	H. — ESTHONUS-SCHICHT. — Calcare cu: *Pentamerus esthonus* EICHW., *Strophonella euglipha* SOW *Siringopora bifurcata* LONSD., *Favos. gotlandica* GDF., *Halys. distans* EICHW. G. — TAMSAL-STUFE. — Calcare marnoase, în partea vestică a Estoniei și insula Dago cu: *Halysites catenularia* L., *H. escharoides* LAM., *Platystrophia biforata* SCHL., *Pentamerus borealis* EICHW., *Plectambonites equalis* TEICH., *Rhynchotreta cuneata* DALM., *Atyris depressa* L., *Atrypa imbricata* SOW., *Raphinesquina expansa* SOW. INTRERUPERE	Et. 7. Calcare cu corali și pentameride, caracterizate prin: *Pentamerus oblongus* SOW., *P. borealis* EICHW., *Striclandinia lens* SOW., *Strophomena expansa* SOW., *Halisites catenularius* L., *Favos. Hisingeri* EDW. & H., *Heliolites interstinctus* L. In partea nordică a regiunii, șisturi cu: *Monograptus turriculatus* BARR., *Petalograptus palmaeus* BARR., *Retiolites geinitianus* BARR. Et. 6 — 5 b. Calcare cu: *Pentamerus oblongus* SOW., *Bilobites biloba* L., *Tripletia insularis* EICHW., *Atrypa marginalis* DALM., *A. imbricata* SOW., *Strophomena antiquata* SOW., *Orthis rustica* SOW., *O. calligramma* DALM., *Favos. Hisingeri* EDW. & H.

Institutul Geologic al României

Din studiul lui ZYCH, reiese că fauna stratelor cu facies de Old Red din regiunea polonă vecină, în comparație cu cea dela Babin, este mai complicată. La noi, pe lângă că nu se poate constată evoluția atât de gradată a Pteraspidelor, nu s'a întâlnit nici indicii paleontologice suficiente în favoarea vârstei devoniene a orizontului studiat. Părerea mea, bazată pe analiza faunei stratelor marine de Onut și a formațiunilor sincronice de Babin, este că, în malul românesc al Nistrului, seria paleozoică se încheie cu stratele downtoniene cele mai superioare, echivalente celor de Ledburi din Malvern Hils, caracterizate prin diverse specii de *Auchenaspis*, *Didymaspis*, *Cephalaspis*, *Onchus*, etc.

Institutul Geologic al României

PARTEA III-A

CONSIDERAȚIUNI PLEOGEOGRAFICE

Natura și originea substratului sedimentelor paleozoice din B. M. P. Diferențierea B. P. M. P.; evoluția lui în faza inferioară a Ordovicianului. Șisturile verzi din valea Nistrului, cele din Dobrogea și elementele «exotice» din Carpați.

După cum se poate observă chiar în malul românesc al Nistrului, stratele paleozoice au fost depuse peste un fundament cristalin. Fundamentul acesta iese mai des la iveală, pe suprafețe mai mari, în Ucraina și Volhynia, unde a fost studiat de autorii ruși, cari au stabilit că e de vârstă antecambriană (78). Până în momentul transgresiunii apelor Basinului Moldo-Podolic, substratul cristalin a suferit o evoluție geologică complicată. Nu s'a stabilit încă definitiv dacă gneisele de pe Platforma Ucraineană sunt granite sau formațiuni sedimentare metamorfozate; pare a fi însă știut că platforma aceasta reprezintă un rest de peneplenă, formată în urma denudării până la temelie a unor munți antecambrieni.

După părerea lui KARPINSKY (61), munții antecambrieni se răsfirau pe suprafața Platformei Rusești în formă de evantail, compus din arcuri îndreptate cu curbura spre răsărit.

In ultimul timp KUZNIAR (71) a emis părerea că, în perioada antecambriană Platforma Rusească a fost străbătută de un singur lanț «Schitic» a cărui ramură sudică traversă regiunea massivului cristalin ucrainean de astăzi.

Deasemenea nu se poate spune nimic precis până unde se întindeà substratul acesta cristalin spre Sud de zona actuală a Nistrului, după cum nu se cunosc nici alte limite ale Platformei Rusești în perioada antecambriană.

Dacă ne lăsăm conduși de schemele paleogeografice din tratatele clasice, putem constată, în Perioada Cambriană, un vast continent finno-sarmatic din care făceà parte și substratul de mai târziu al Basinului Moldo-Podolic. Continentul acesta se întindeà spre N până în Finlanda, spre S cuprindeà Platforma Balcanică și Caucazul, spre E îl găsim răspândit până dincolo de Urali și spre W până în Bretania sub formă de peninsulă.

Reconstituirea în felul acesta a elementelor geografice din Perioada Cambriană e problematică, deoarece se poate întâmplà ca unele șisturi cristaline de pe Platforma Ucraineană, Dobrogea, Munții Apuseni, Caucaz și Urali, să fie formațiuni sedimentare cambriene, cum se bănuesc.

Institutul Geologic al României

Mai multă siguranță pare că prezintă contururile mărilor și continentelor începând din Ordovician, dar și pentru această perioadă trebuesc aduse unele completări și modificări la schițele paleogeografice, propuse până în prezent de diverși autori.

Sfârșitul Perioadei Cambriene în Europa se caracterizează prin o retragere pronunțată a apelor, astfel că Continentul Finno-Sarmatic se mărește simțitor, însă nu pentru timp îndelungat. Cu începutul Sistemului Ordovician se înregistrează o nouă invaziune a apelor pe continent, depășind limita ocupată de mări la începutul perioadei anterioare. Pe vremurile faunei cu *Euloma-Niobe*, apele Ordovicianului inferior se preling dinspre N până la marginea SW a Platformei Rusești și spre W până la munții Sandomirului. Eu cred că acest moment, și nu altul, trebue considerat drept început în istoricul Basinului paleozoic Moldo-Podolic, cu studiul căruia ne ocupăm în lucrarea de față.

Caracterele petrografice ale stratelor depuse la începutul acestei transgresiuni lasă să fie ușor urmărite variațiunile dinamice ale mării în această fază. Gresiile de Cosăuți se urmăresc mai departe în Ucraina pe o zonă paralelă cu depozitele din malul Nistrului, numai pe o distanță de câteva zeci de kilometri depărtare mai spre N. După cum recent s'a constatat (11), în valea râușorului Murafa din Podolia ucraineană, gresiile de Cosăuți prezintă o stratificație torențială, trecând apoi mai la Nord în conglomerat cu elemente rulate din platforma cristalină. Faptele nu lasă altă interpretare decât aceea că, la începutul transgresiunii, în imediată apropiere de valea actuală a Nistrului, se desvoltă un regim continental.

Se observă deasemenea că, pe măsură ce gresiile de Cosăuți cresc în grosime, constituția stratelor devine mai fină, până când, în cele din urmă, sunt acoperite de strate de argile șistoase verzi. După cum se constată tot în Ucraina (11), șisturile verzi depășesc limita de răspândire a gresiilor de Cosăuți, fiind întâlnite, în unele locuri, așternute direct peste substratul cristalin; răspândirea lor spre N însă, dincolo de limita gresiei, e cu totul neînsemnată. Aceasta dovedește că transgresiunea începută a continuat mai departe să se extindă treptat. Până unde au ajuns apele Basinului Moldo-Podolic în faza argilelor verzi, precis nu cunoaștem. Se observă însă că, în zona de răspândire actuală a depozitelor pomenite, nu întâlnim modificări petrografice ce ne-ar indică prezența zonei litorale. Se poate deci ca limita actuală de răspândire a argilelor verzi la marginea SW a massivului cristalin ucrainean, să nu reprezinte limita adevărată până la care au ajuns apele Basinului Moldo-Podolic spre N și NE în această fază, ci să fie rezultatul eroziunei din perioadele continentale lungi de mai târziu.

In depresiunea volhyniană sub stratele mesozoice se întâlnește, în unele puncte, un complex de strate nefosilifere, a căror vârstă este determinată de autori, diferit. Acestea sunt, în cazurile cele mai dese, șisturi argiloase

Institutul Geologic al României

fin stratificate și unsuroase, cu pete verzi și ruginii, așternute peste gresii sau nisipuri cuarțoase întunecate sau verzui, bogate în detritus granitic. Asemenea formațiuni au fost întâlnite în sondajele din Polesia (63, 99), Ostrog, Peltscha, Ovrutschi, spre NW de Horstul Podolic, și la Kjeff, Kanew, Tschercassy, Peresoj, etc., la marginea NE a platformei cristaline ucrainene.

Geologii ruși susțin vârsta devoniană a complexului descris (63, 99); cei poloni compară formațiunile analoage dela Peltscha și Ostrog (115, 126) cu stratele paleozoice inferioare de deasupra granitelor din Ucraina. Dacă generalizăm părerea din urmă și asupra altor puncte din zona depresiunilor ce înconjoară massivul cristalin ucrainean, unde deasemenea au fost constatate formațiuni asemănătoare șisturilor argiloase verzi și gresiilor de Cosăuți, atunci formațiunile de felul acesta se pot urmări până aproape de ținuturile Minsc și Tula, ale căror gresii ordoviciene se consideră ca depuse la marginea de Sud a Basinului Baltic.

In felul acesta, cred, trebue reconstituit conturul Basinului Moldo-Podolic în jumătatea sa nordică.

Intre Ordovicianul dela Nistru și cel din regiunea Sandomirului există legături strânse, ambele formațiuni fiind de același tip zoogeografic și aproape de același facies batimetric. Transgresiunea ordoviciană ocupă ambele regiuni în același moment geologic.

Pe lângă aceasta, s'a constatat puncte răzlețe spre W și E, unde la baza formațiunilor geologice au fost întâlnite arcoze, șisturi argiloase verzi sau policolore cum sunt cele dela Pelcza, Ostrog, etc., și care fac legătura de continuitate de o parte cu basinul nordic, iar de alta cu cel moldo-podolic. Din considerațiunile expuse mai sus am puteà deduce, prin urmare, că în faza inferioară a Ordovicianului, Basinul Moldo-Podolic reprezentà, în partea sa nordică, o prelungire spre S a Basinului Baltic și că, probabil, făceà parte dintr'o singură unitate geografică ce cuprindeà și regiunea Sandomirului.

Spre NE limita Basinului Moldo-Podolic se întindeà dincolo de limitele actuale ale massivului cristalin ucrainean, după cum dovedesc sondajele dela Kjeff, Peresoj, Tscherkassy, etc. (143, 70).

Este foarte probabil că, și în faza de maximă întindere a B. P. M. P., partea centrală a massivului ucrainean n'a fost acoperită de apă, sau dacă a fost, a rămas totuș foarte aproape de atmosferă, astfel că n'a fost posibil în această parte să se acumuleze depozite sedimentare însemnate, erodate și acelea ulterior.

Datorită faptului că partea vestică a regiunii ocupate odată de apele Basinului Moldo-Podolic a suferit până în zilele noastre accidente tectonice repetate, astăzi este greu de stabilit până unde se întindeà acest basin spre Vest. Cu toate acestea, din puținele fapte pe care le cunoaștem din trecutul geologic al regiunii actualmente carpatice, se poate, cred, deduce că și regiunea aceasta a fost ocupată de apele Basinului Moldo-Podolic, cel puțin în faza argilelor verzi.

Institutul Geologic al României

De mult se agită în literatura geologică originea elementelor exotice din Flișul carpatic. Cobâlcescu (33), I. Simionescu (131), L. Mrazec (84), Murgoci (89), R. Zuber (159), K. Paul V. Uhlig (147), Gh. Macovei (88), și alții, au adus contribuțiuni prețioase la clarificarea originei acestor elemente. Elementele, considerate ca exotice Carpaților și Platformei Rusești, se întâlnesc în zăcământ secundar, făcând parte constitutivă din conglomeratele cretacice și terțiare din Pânza pericarpatică marginală, începând dela Przemysl și până la Văleni pe Teleajen.

Majoritatea din cei cari s'au ocupat de problema originei lor, au ajuns la concluzia că sunt de aceeaș natură și vârstă ca și șisturile verzi, întâlnite în Dobrogea mai la Sud de linia tectonică Peceneaga-Camena.

Vârsta șisturilor verzi din Dobrogea și a variațiunilor petrografice ce însoțesc această formațiune nu se cunoaște. Peters (103), Gr. Ștefănescu și Gh. Macovei le atribue vârsta siluriană; Gh. Murgoci (89) a fost de părere că acestea « reprezintă în Dobrogea o formațiune precambriană » [1]).

Pare a fi în schimb mai bine stabilită identitatea lor cu elementele verzi din conglomeratele terțiare din Carpați.

I. Simionescu (131) a subliniat asemănarea petrografică și a constituției chimice a șisturilor verzi din Dobrogea cu elementele verzi din Flișul carpatic, confirmând originea comună a ambelor formațiuni. Pare, prin urmare, a fi adevărată teoria lui Suess despre existența în trecut a unui lanț muntos, din care făceà parte și Dobrogea și din distrugerea căruia au provenit elementele exotice din Carpați.

După constatările lui Murgoci (89), șisturi asemănătoare celor din Dobrogea nu se mai întâlnesc în altă parte din Europa ci numai în Asia Mică. Acest autor neglijează șisturile verzi din malul Nistrului, a căror afinitate petrografică, pe deoparte cu formațiunile pomenite din Dobrogea iar pe de altă parte cu elementele exotice din Carpați, este mare. Toate aceste formațiuni, pe lângă constituția argiloasă, cuprind în cantități mari elemente cloritoase care le imprimă culoarea specifică.

Peters (103) a observat intercalațiuni mai compacte printre șisturile verzi din Dobrogea, a căror culoare sură-verzuie este variată pe unele locuri cu pete galbene-brune. Asemenea pete sunt caracteristice și argilelor verzi dela Nistru, în special orizonturilor superioare ale acestora.

Am amintit în alt loc că, în argilele verzi dela Cosăuți, se întâlnesc numeroase cristale mici de gips și oxizi de fer. Poate că aceste elemente, la un eventual metamorfism dinamic, ar puteà să deà naștere cristalelor de pirită, atât de caracteristice șisturilor verzi din Dobrogea și Carpați.

[1]) Nu se poate însă afirmà că acest bun cunoscător al geologiei Dobrogei era ferm convins în această părere. In aceeaș lucrare din care cităm afirmațiunea categorică de mai sus (p. 480), la p. 331, unde clasifică formațiunile geologice din Dobrogea, șisturile verzi le socoate « probabil siluriene ».

Institutul Geologic al României

Din cele mai sus arătate se poate deduce că, în faza inferioară a Ordovicianului, contrar părerilor paleogeografice astăzi răspândite, marea se prelungeà spre S până în Asia Mică, acoperind, probabil în întregime, provincia dobrogeană și cea sudetică a lui MRAZEC (86).

Evoluția Basinului Moldo-Podolic în faza mijlocie și superioară a Ordovicianului. Reducerea B. M. P. Baia de Atachi. Evenimentele sincronice din regiunile vecine.

Momentul geologic, căruia îi corespunde depunerea argilelor verzi din B. M. P. a fost, probabil, de scurtă durată, cel puțin judecând după grosimea depozitelor păstrate în malurile Nistrului. Imediat după această fază, a urmat o reducere simțitoare a Basinului. Dovezi evidente găsim urmărind stratele paleozoice în malul românesc al Nistrului, pe sectorul dintre Resteu-Atachi, jud. Hotin și târgușorul Atachi, jud. Soroca. In cuprinsul sectorului pomenit, găsim toate elementele litologice componente al unui basin pe care l-am numit „de Atachi".

Dacă unitatea aceasta paleomorfologică reprezintă tot ce a rămas din B. M. P. după faza argilelor verzi, noi nu știm; în orice caz, este sigur că în această fază Basinul a fost redus la una sau câteva băi cu răspândire geografică restrânsă.

Din examenul caracterelor litologice și paleontologice ale stratelor depuse în Baia de Atachi, am ajuns să stabilim că aceasta reprezintà o lagună sau un golf, nu orișiunde deopotrivă capabilă de a întreține viața. Am găsit mai multe dovezi care ne arată că procesele fizico-chimice petrecute în acest golf, sunt probabil analoage cu fenomenele ce se petrec astăzi în lacurile epicontinentale, cum e, de exemplu, Marea Neagră.

Din toate observațiunile reiese clar, că Baia de Atachi nu e decât o rămășiță a unui basin mai mare, anterior. După toate probabilitățile, basinul de Atachi nu și-a pierdut cu desăvârșire legătura cu marea nordică, cum ne dovedește în mod evident caracterul faunei și identitatea formelor din stratele ordoviciene dela Nistru cu cele caracteristice pentru diferite orizonturi succesive din regiunile baltice.

Rezumând tot ce cunoaștem până acum asupra dinamicei B. M. P., în faza ordoviciană, observăm că la începutul transgresiunii, apele nordice au înaintat spre Sud pe la marginea sud-vestică și cea nord-estică a massivului cristalin ucrainean de astăzi, îmbrățișându-l din ambele părți. Primele depozite — gresiile de Cosăuți — sunt formațiuni de mică adâncime și nu se întind decât puțin, deoparte și de alta pe marginea platoului cristalin ucrainean, trecând curând în conglomerate. Tot așà gresiile de tipul «Ovrutschi» nu se bucură de o răspândire mare pe versantul estic al acestui massiv. Prin urmare, în zona Nistrului noi ne găsim în apropierea imediată a continentului; formațiunile de profunzimi mai mari trebuesc căutate spre W și SW, la temelia Carpaților și Subcarpaților de astăzi.

Institutul Geologic al României

In faza argilelor verzi, nivelul B. M. P. se ridică ușor; nu cred însă ca platforma cristalină ucraineană să fi fost inundată în întregime; cea mai mare parte din ea a rămas, probabil, deasupra, sau cel puțin foarte aproape de suprafața apei, adâncimile mai mari fiind și de data aceasta împinse spre geosinclinalul Chimeric.

După depunerea argilelor verzi, situația geografică se schimbă brusc; apele se retrag spre W și în locul lor rămâne Baia de Atachi, condiționată, probabil, de existența unei depresiuni la marginea sud-vestică a massivului cristalin ucrainean de astăzi. Care a fost cauza acestor schimbări, precis noi nu știm; e de bănuit intervenția unor fenomene oro-tectonice, undeva în apropiere.

Faza Basinului de Atachi, începută cam odată cu depunerea orizontului *C* din Estonia, a durat până la sfârșitul Ordovicianului, continuând să se reducă treptat, fără să sufere oscilațiuni bruște de nivel. Reducerea B. M. P. a mers până acolo că multe puncte, aflate mai înainte sub apă, au devenit uscat, fiind supuse eroziunei.

Mai rămâne să controlăm dacă fenomenele geologice desfășurate în această perioadă în alte părți din Europa, nu se opun cumvà concluziunilor noastre.

In provincia baltică, de care genetic este legat Basinul Moldo-Podolic din această fază, se observă că, începând cu orizontul calcarelor cu *Echinosphaerites*, condițiunile batimetrice se egalează pe întinderi mari; caracterele litologice și faunistice ale stratelor echivalente sunt asemănătoare atât în Estonia cât și în Scandinavia. De momentul acesta se leagă și apariția pentru prima oară, în multe părți din Scandinavia, a șisturilor negre bituminoase cu graptoliți, fapt care deasemenea confirmă că faza de transgresiune s'a terminat, marea manifestând tendințe de stabilizare și chiar de reducere pe unele locuri. In faza imediat următoare, iau naștere depozitele de «Kuckersit» (Brandschiefer) care, atât ca facies litologic cât și ca poziție stratigrafică, mai prezintă și asemănări chimice și chiar faunistice cu șisturile noastre de Naslavcea.

In regiunea Sandomirului lipsesc formațiuni echivalente șisturilor de Naslavcea și gresiilor de Molodova. Retragerea în acest moment geologic a apelor nordice de pe teritoriul Sandomirului este explicată de I. Samsonowicz (127) prin faptul că, în jumătatea superioară a Ordovicianului, regiunea aceasta a fost exondată și supusă fenomenelor orogenice.

In Barrandian, în această fază se observă manifestațiuni vulcanice pronunțate; este interesant că depozitele din această fază, gresiile de Drabow și șisturile argiloase negre de Zahorzani, prezintă multe caractere batologice comune cu formațiunile de Naslavcea și Molodova. Exact la limita între Ordovician și Gotlandian, marea părăsește și acest basin.

Ce se petrecea în momentul acesta în zona dobrogeană, noi nu cunoaștem. Poate că mișcările din faza taconică au atins, într'o măsură oarecare, și această

Institutul Geologic al României

provincie care ridicată a dat naștere unei depresiuni, înlesnind formarea Băii de Atachi, interpusă blocului chimeric și celui sarmatic.

Din analiza sumară a evenimentelor geologice petrecute pe la sfârșitul Ordovicianului în regiunile din jurul Basinului Moldo-Podolic, deducem că



Fig. 19.

B. M. P. în Ashgilian. (Faza băii de Atachi).
B. M. P. à l'Ashgilien. (Phase du baie d'Atachi).
(Le continent — en blanc).

schița noastră paleogeografică, cu privire la acest basin din perioada finală a Ordovicianului, nu pare a fi lipsită de temeiu.

Evoluția B. M. P. în jumătatea inferioară a Gotlandianului. Caracterul general al transgresiunei gotlandiene. Tipul paleo-zoogeografic al primelor depozite. Penetrația formelor autochtone. Basinul Crimo-Caucazian și legăturile lui geografice.

Perturbațiunile orografice din faza taconică a mișcărilor caledoniene, au avut, probabil, un răsunet slab în jumătatea sudică a Europei. In această fază se observă, după cum am văzut, o reducere simțitoare a apelor din zona Basinului Moldo-Podolic, fără ca sedimentația în regiunea Nistrului să fi fost întreruptă cu desăvârșire.

Institutul Geologic al României

Deasupra gresiilor de Molodova se aștern în valea Nistrului, normal, stratele de Resteu, a căror faună arată că sunt depozite formate în faza cea mai tânără a Sistemului Gotlandian. Răspândirea actuală a stratelor de Resteu în valea Nistrului este neînsemnată; nu este exclus însă ca aceste strate, împreună cu altele superioare, să fi fost ulterior erodate, rămânând pe unele locuri martori izolați, cum este de exemplu petecul izolat de marne calcaroase, observat de SIEMIRADZKI (115) deasupra șisturilor cu fosforite, la Liadava. Trecerea gradată a marnelor de Resteu în strate mai superioare, pare a dovedi că transgresiunea gotlandiană în Basinul Moldo-Podolic, n'a avut un caracter rapid. Probabil că nu mult timp după ce basinul a fost redus, la sfârșitul Ordovicianului, la un golf sau lagună pe cale de completă secare, marea a început să înainteze din nou spre Sud, ocupând teritoriul vechiu al Basinului Moldo-Podolic. Caracterele faunistice ale primelor depozite gotlandiene din valea Nistrului arată că Basinul P.M.P., cu începutul Sistemului Gotlandian, a ieșit din faza unei lagune intercontinentale, căpătând treptat legături cu basinuri din alte regiuni din Europa.

Elementul faunistic al stratelor celor mai inferioare din valea Nistrului este de tip pur nordic, deci transgresiunea a pornit, și de data aceasta, tot dinspre Nord; imediat însă în orizontul următor, constatăm pentru prima dată amestecul unor forme de tip mediteran printre cele autochtone nordice. Din analiza faunei acestui orizont, reprezentat în formațiunile din malul Nistrului prin două faciesuri deosebite ca asociațiuni de forme conviețuitoare, am constatat 20% din faună ca elemente străine, intruse în acest moment geologic din provinciile mediteraniene.

Pe unde a pătruns elementul faunistic de tipul acesta în Basinul Moldo-Podolic rămâne încă o problemă deschisă. In orice caz, în decursul întregului sistem, trebuesc distinse mai multe etape și căi geografice de penetrație a elementelor străine în basinul a cărui desvoltare o urmărim.

Deocamdată, vom căutà să descifrăm care au fost posibilitățile de pătrundere a formelor de tip zoogeografic mediteran, în prima jumătate a Sistemului Gotlandian.

Comparând fauna stratelor depuse în această fază în regiunea Nistrului cu fauna stratelor analoage din regiunea Sandomirului, constatăm de o parte și de alta acelaș amestec de elemente nordice cu altele mediterane. Cu toate acestea, fauna din munții Sandomirului prezintă mai multe particularități, care nu lasă să fie comparată cu cea din Basinul Moldo-Podolic din această fază, decât până la un anumit punct. Seria Gotlandiană în munții Swiety Krzyz, se caracterizează, în primul loc, prin abundența graptoliților, care lipsesc sau sunt foarte rari la noi; pe de altă parte, se observă că există mai multă legătură între formele nordice din ambele basinuri decât între cele mediterane. Faptul acesta s'ar puteà explicà prin deosebiri de faciesuri în legătură cu condițiuni batimetrice și topografice submarine diferite. Dar se mai

Institutul Geologic al României

poate presupune că, pentru ambele regiuni, erà comun numai Basinul Baltic, pe câtă vreme formele mediterane pătrundeau din basinuri diverse de regim zoogeografic mediteran.

Rămâne să mai vedem ce se petreceà în faza aceasta gotlandiană în regiunea carpatică a blocului chimeric.

Până în prezent nu se cunosc, în formațiunile din Carpați, roce sedimentare cărora li s'ar puteà atribui vârsta gotlandiană. Chiar dacă, împreună cu SUESS, am admite scufundarea Ariei Chimerice de mai târziu sub pânzele Carpaților actuali, totuș ne-am fi putut așteptà, ca aceleași procese care în Cretacic și Terțiar, au scos șisturile verzi deasupra nivelului de eroziune atât mai mult, să fi scos, cu atât mai mult, depozitele gotlandiene.

Se știe, e drept, că în conglomeratele terțiare din Carpați au fost întâlnite și două blocuri cu *Favosites* (14—15); însă judecând după cazurile cu totul izolate cunoscute până în prezent, răspândirea elementelor gotlandiene în formațiunile din Carpați este neglijabilă în comparație cu răspândirea șisturilor verzi.

Dacă admitem că zona chimerică a fost exondată în faza taconică, ne-am puteà așteptà atunci ca în Gotlandian ea să reprezinte cel mult o zonă de golfuri și insule la suprafața apei. In asemenea condiții, posibilitățile de comunicare directă a Basinului Moldo-Podolic cu provinciile zoogeografice mediterane dela Est sunt problematice.

Strate gotlandiene fosilifere în Dobrogea lipsesc; există în Balcanii centrali, reprezentate prin șisturi negre cu graptoliți.

In ultimul timp au fost descoperite formațiuni gotlandiene în Munții Caucazului (57). S'a dovedit, prin metode paleontologice, că Gotlandianul caucazian prezintă continuarea Basinului Bohem, formând cu el o unitate paleogeografică comună. Rămâne deci fapt stabilit, că în zona crimo-caucaziană de astăzi, exista în Gotlandian un geosinclinal pe unde «Thetis-ul» lui SUESS se îndrepta spre răsărit.

Existența unui basin de tip zoogeografic mediteran la marginea sudică a Platformei Rusești, indică mult mai limpede calea pe care ar fi putut ajunge formele mediterane pe de o parte în Basinul Uralic, iar pe de altă parte în cel moldo-podolic.

Stratele inferioare cu corali și brachiopode din valea Nistrului, ca și cele ce reprezintă stratele superioare cu corali, în cazurile mai tipice, sunt reprezentate prin strate de calcar sau marne neregulat stratificate, cu nodule și concrețiuni numeroase. Constituția petrografică, și în special fauna stratelor din prima jumătate a Gotlandianului dela Nistru, ne indică în mod sigur că zona Nistrului a fost în permanență sub un regim de mică profunzime. Cea mai mică variațiune negativă a nivelului apelor Basinului Moldo-Podolic din această fază, se resimțià în zona Nistrului prin apariția unor condițiuni specifice regimului continental. Așà s'a întâmplat la limita celor două ori-

Institutul Geologic al României

zonturi cu corali descrise de noi, când s'au format calcarele dolomitice urmate de șisturile cu *Eurypterus*. Modificările faunistice și petrografice brusce ale stratelor ce compun acest orizont, cât și faptul că în unele zone găsim la suprafața stratelor cruste de insolație și crăpături de uscare, par a vorbì despre o perioadă de regim lacustru în această fază. Prezența gigantostraceelor în stratele echivalente și în regiunile nordice, arată că condițiunile favorabile desvoltării unui regim lacustru s'au bucurat de o răspândire mai generală. Este ușor de observat că, paralel cu fenomenul acesta, se înregistrează în regiunile baltice și o progresivă retragere a apelor

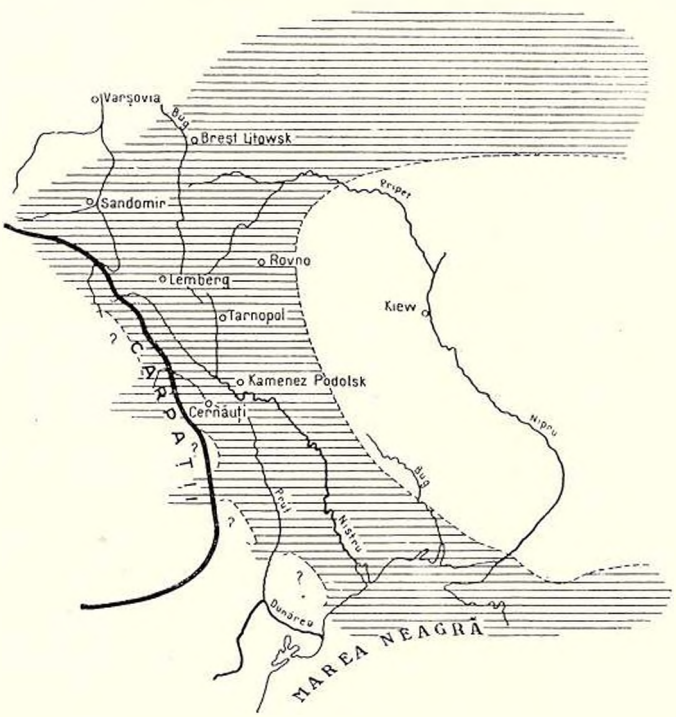


Fig. 20.

B. M. P. în Salopianul inferior

B. M. P. au Salopien inférieur

(Le continent — en blanc).

spre apus, lăsând în urmă porțiuni de uscat din ce în ce mai noui. La Nistru pare că fenomenele nu s'au desfășurat cu aceeaș regularitate. După depunerea primului orizont cu *Eurypterus*, în zona Nistrului se restabilesc condițiuni batimetrice asemănătoare celor din faza anterioară. Depozitele stratului superior cu corali din valea Nistrului nu se deosebesc aproape deloc, din punct de vedere litologic și facial-faunistic, de cele depuse înaintea stratelor cu *Eurypterus*.

Institutul Geologic al României

Este interesant, din punct de vedere paleogeografic și stratigrafic, faptul că, în stratele orizontului superior cu corali, pe lângă formele străine de tip mediteranian, mai pătrund și altele de tip uralic. Prezența în stratele dela Nistru a unor forme comune cu formațiunea «hercynică» din Urali a fost constatată încă de WIENJUKOW. Pe faptul acesta au fost bazate concluziuni paleogeografice și stratigrafice importante, considerându-se Basinul Moldo-Podolic drept punte de tranziție directă între Basinul Bohem și cel uralic.

In lumina cunoștințelor pe care le posedăm astăzi asupra răspândirii formațiunilor paleozoice de diverse provincii zoogeografice, concluziunile amintite nu par a fi singurele posibile. S'a mai putut întâmplà ca fauna mediterană să fi pătruns în Basinul Uralic din cel caucazian de unde, probabil, provin și elementele mediterane dela noi. Tot prin intermediul acestui basin au putut pătrunde, în zona Nistrului, și forme uralice, deși trebuie menționat că studiile preliminare de până acuma n'au găsit, în fauna caucaziană, elemente uralice.

Infățișarea geografică generală a zonei europene, în faza jumătății inferioare a Gotlandianului, e redată în schița de mai sus.

Evoluția B. M. P. în faza superioară a Gotlandianului. Caracterul litologic al depozitelor. Condițiunile fizico-geografice în comparație cu cele dela sfârșitul Ordovicianului. Faza finală a B. P. M. P.

In faza superioară a Sistemului Gotlandian, condițiunile fizico-geografice s'au schimbat simțitor în cuprinsul Basinului Moldo-Podolic.

Stratele depuse în această perioadă în valea Nistrului, prezintă caractere petrografice și combinări de elemente faunistice deosebite de cele din jumătatea anterioară a sistemului studiat. Dacă în faza stratelor de Ruhotin mai găsim unele caractere petrografice și faunistice comune formațiunilor calcaro-marnoase răspândite în sectorul basarabean al Nistrului, începând cu șisturile de Onut asemănările acestea se șterg.

După cum am văzut, complexul final de strate gotlandiene din malul românesc al Nistrului, restrâns ca răspândire actuală numai la teritoriul bucovinean, se compune, în cea mai mare parte, din șisturi argiloase gri-întunecate sau verzui, fine. In capătul extrem-vestic de răspândire a Silurianului în valea Nistrului, formațiunile argiloase marine se imbrică cu gresii și marne gresoase vișinii sau sure, de origină lacustră.

Dacă ne amintim caracterele petrografice și variațiunile litologice pe care le-am urmărit, studiind stratele ordoviciene superioare din valea Nistrului, vom observà că există, până la un punct, asemănări litologice între aceste două formațiuni atât de îndepărtate ca timp. Asemănarea se datorește condițiunilor fizico-geografice aproape analoage la sfârșitul ambelor sisteme. După toate probabilitățile, istoricul Basinului Moldo-Podolic se încheie prin

Institutul Geologic al României

o nouă reducere la un golf sau un mic basin intercontinental, liniștit și lipsit de un aport normal de material terrigen de pe continent. Dealtfel, gresiile de Babin arată în mod evident că ultima fază a Basinului Moldo-Podolic s'a desfășurat sub o climă aridă; deci, condițiunile pentru reducerea sistemului hidrografic pe continent erau din cele mai favorabile.

In asemenea condițiuni, în basinuri intercontinentale liniștite, se pot formà depozite argiloase fine de culoare închisă, din materialul provenit, în cea mai mare parte, pe cale eolică [1]).

Odată cu reducerea treptată a Basinului Moldo-Podolic în această fază, rămâneau în urmă golfuri și lacuri mici în care s'au desvoltat forme potrivite mediului. Oscilațiunile de mică amplitudine ale nivelului mării făceau ca basinurile de apă dulce, mai apropiate, să fie acoperite pentru scurt timp de mare, sau să înainteze spre mare regimul continental. In o asemenea zonă, au luat, probabil, naștere depozitele de regimuri opuse, imbricate, dintre Babin și Zviniace.

Am spus că asemănarea între Basinul Moldo-Podolic din faza finală cu cel dela sfârșitul Ordovicianului merge numai până la un punct și aceasta având în vedere că fauna stratelor gotlandiene superioare arată legături cu basinuri de tipuri paleo-zoogeografice opuse. Din analiza faunei stratelor de Ruhotin, reiese că elementul faunistic de tip mediteran crește simțitor prin apariția mai multor specii, înregistrate în basinul nostru pentru prima oară. N'a încetat în acest moment nici legătura cu Basinul Uralic, de tipul căruia mai găsim 3% din fauna studiată. In șisturile superioare de Onut eu n'am mai întâlnit elemente uralice; în schimb acì apar mai multe variațiuni premergătoare unor specii pe care mai târziu le găsim răspândite în formațiunile devoniene inferioare din Vestul Europei. Pe de altă parte, în faza aceasta se observă o mai mare afinitate a faunei Basinului Moldo-Podolic față de cea a stratelor analoage din munții Sandomirului, ceeace dă de bănuit că legătura între ambele basinuri erà mai lesnicioasă în momentul acesta.

Un alt fapt înregistrat este că formele autochtone nordice, în ultima fază marină a Basinului Moldo-Podolic manifestă tendințe de a desprinde ramuri și variațiuni locale din care unele au pătruns, după cât se pare, atât în Basinul Bohem cât și în zona Sandomirului.

Faptul din urmă se poate comentà în sensul că Basinul Moldo-Podolic a întrerupt în ultima fază legăturile directe cu Marea Baltică, iar formele nor-

[1]) In legătură cu aceasta este interesantă constatarea făcută de A. ÖPIC (98) cu privire la condițiunile batimetrice în care s'au format șisturile negre cu graptoliți din Bohemia. Acestea sunt formate din material argilos foarte fin, stratificat în strate ce clivează ușor în plăci subțiri cu fețe paralele; pe suprafața unor asemenea strate au fost observate urme de ploaie și de uscare, fapte care nu confirmă părerea răspândită asupra caracterului batial al șisturilor cu graptoliți.

Institutul Geologic al României

dice, rămase izolate, și-au continuat ciclul lor biologic de mai departe numai în cadrele înguste ale Basinului de istoricul căruia ne ocupăm.

Prin urmare, toate faptele duc la concluzia că cea mai mare parte a formațiunilor răspândite pe teritoriul podolic al Poloniei, considerate de unii autori ca formațiuni sincronice întregului complex de strate gotlandiene din regiunea Podolică ucraineană, reprezintă în realitate depozite formate în ultima fază a Basinului Moldo-Podolic. Răspândirea actuală a acestor depozite ține, în malul românesc al Nistrului, de teritoriul bucovinean; sunt mai răspândite pe cel polon unde ajung la Nord până la T a r n o p o l, la Vest se scufundă sub stratele mesozoice pe linia U s c i e c z k o—T r e m-



Fig. 21.

B. M. P. în Downtonian.

B. M. P. au Downtonien.

(Le continent — en blanc).

b o v l i a și la Est se opresc în valea Zbrutczului. Limita aceasta nu pare a fi cea primitivă, pentrucă insule răslețe de strate, asemănătoare din punct de vedere petrografic și faunistic cu cele dela Onut, au fost întâlnite de WIENJUKOW (152) în împrejurimile dela Kamienetz-Podolsckji. Care sunt limitele adevărate ale basinului Moldo-Podolic în ultima fază gotlandiană, nu se poate ști. E de bănuit că spre sfârșitul Gotlandianului B. M. P. s'a retras spre NW, continuând să se reducă treptat până la completa contopire cu mările vecine, pe la începutul Devonianului.

Institutul Geologic al României

In depresiunile noui formate pe teritoriul ocupat odată de apele Basinului Moldo-Podolic s'au mai format golfuri noui chiar la începutul Devonianului. Ca atare trebuie considerată insula de strate devoniene descrisă de LASKAREW (78) în Volhynia și dolomitele din valea Stripei din Podolia polonă (105). Procesul acesta ni-l putem închipuì mai clar dacă luăm în considerație faptul că, paralel cu mișcările orogenice caledoniene, se diferențiază « valul Polesjei », îndreptat dela marginea NW a Horstului Podolic de astăzi spre NNE. Valul acesta nu pare a fi străin cauzei regresiunei Baisnului Moldo-Podolic dela sfârșitul Gotlandianului, totodată servind mai târziu drept barieră între provincia polonă și cea rusească, în perioada transgresiunei mesodevoniene.

O bună parte din formele caracteristice ultimelor depozite marine din B. M. P., pare a fi fost adăpostită mai târziu în Basinul Sandomirului, a cărui faună devoniană prezintă și elemente cu rădăcini genetice în formele stratelor de Onut.

Fauna stratelor devoniene din Dobrogea descrisă de I. SIMIONESCU (132), cuprinde elemente mai îndepărtate ca origină de cele diferențiate în Basinul paleozoic Moldo-Podolic.

Cu depunerea ultimelor strate ale gresiilor de Babin. se încheie și faza gotlandiană a B. M. P.

Concluziuni paleogeografice generale

Originea depresiunei M. P. Caracterele batimetrice ale B. P. M. P. Oscilațiunile de nivel; caracterul general ca provincie zoogeografică a B. P. M. P. Originea limitelor actuale ale depozitelor B. P. M. P.

Am convenit mai sus să considerăm drept început în istoricul Basinului paleozoic Moldo-Podolic, momentul geologic în care s'au depus gresiile de Cosăuți, cărora le-am atribuit vârsta ordovician-inferioară. Momentul acesta a fost precedat de altul, în care s'a format depresiunea ocupată ulterior de apele acestui basin al cărui contur a fost impus de caracterele geografice preexistente depresiunei.

In linii generale, B. P. M. P. s'ar puteà considerà drept prelungire în formă de mânecă, spre Sud, a Basinului Baltic. In orice fază am urmărì conturul acestei prelungiri, constatăm că ea se prelinge pe marginea sud-vestică și cea nord-estică a Platformei Rusești, păstrând direcția aproape constant, NW-SE, fie că se găsià în faza maximă de desvoltare fie că erà redusă la o lagună sau golf.

Paralelismul dintre limita NE a B. P. M. P. și marginea SW a massivului cristalin ucrainean de astăzi, dă de bănuit că corpul central al unității tectonice cunoscute ca horst podolo-azovic, erà dejà schițat înaintea transgresiunei ordoviciene.

Institutul Geologic al României

Basinurile marine care au urmat celui paleozoic în decursul perioadelor geologice în această regiune prezintă, după cum arată schițele paleogeografice cunoscute, un aspect geografic vădit asemănător. Urmărind caracterele litologice și faunistice ale depozitelor cretacice și terțiare din cuprinsul B. M. P., ajungem la concluzia că, în linii generale, contururile geografice ale basinurilor pomenite se suprapun celui paleozoic. Faptul acesta nu este întâmplător, ci pare a demonstră că planul fundamental al depresiunei moldo-podolice și blocului cristalin ucrainean a fost într'adevăr schițat anterior. Aceste două elemente geografice opuse, depresiunea M. P. și blocul cristalin ucrainean, odată retușate de sedimentele unei mări, erau, probabil, din nou accentuate în ajunul unor transgresiuni marine următoare.

Nu intră în competința acestui capitol de a se ocupà cu analiza dacă aceste momente coincid sau nu cu pulsațiunile orogenice din regiunea carpatică de astăzi; scopul a fost de a demonstră că, la baza transgresiunei ordoviciene, în Basinul Moldo-Podolic stau, probabil, cauze tectonice.

Oricare ar fi fost originea depresiunei M. P., apele paleozoice au ocupat-o venind dinspre Nord. Urmărind caracterele litologice ale depozitelor B. P. M. P. din toate fazele, observăm că nici unele nu prezintă semne care ne-ar da de bănuit că au fost depuse la profunzimi mai mari decât cele bathiale. Noi nu cunoaștem caracterul petrografic al depozitelor paleozoice lăsate în regiunea subcarpatică; cred însă că eventualele sondaje n'ar întâlni formațiuni de profunzimi prea mari; deci B. P. M. P. intră în categoria unor mări puțin adânci (Flach-See).

Urmărind dinamica B. P. M. P., observăm patru momente principale în desvoltarea lui:

1. Diferențierea la începutul Ordovicianului.
2. Reducerea de-curând la un golf sau lagună spre sfârșitul acelui sistem.
3. Urcarea nivelului la începutul Gotlandianului.
4. O mișcare pozitivă a uscatului în faza stratelor cu *Eurypterus*, urmată apoi de o revenire aproape la condițiunile batimetrice anterioare.
5. Reducerea treptată și lichidarea completă, la sfârșitul Gotlandianului.

Grafic, situația batimetrică a Basinului paleozoic Moldo-Podolic, în diverse faze, s'ar puteà reprezentà în felul de mai jos.

Un deosebit interes prezintă caracterul general al faunei B. P. M. P. ca indiciu de tip zoogeografic. Din analiza faunei stratelor studiate dejà, am văzut că basinul acesta nu poate fi clasificat printre tipurile provinciilor paleo-zoogeografice cunoscute. Fauna lui prezintă un caracter mixt nordic și mediteran, fapt care, dealtfel, a contribuit mult la punctul de vedere stratigrafic al autorilor ce consideră formațiunile paleozoice dela Nistru ca «hercynice». Originea B. P. M. P., legătura lui geografică strânsă la început cu cel baltic, m'au făcut ca elementele faunistice de tip nordic să le consider

Institutul Geologic al României

drept autochtone, avându-le în vedere în primul loc la determinarea vârstei celor mai multe orizonturi studiate.

Pe lângă elementul autochton, găsim alături forme de tip zoogeografic mediteran, intruse în B. P. M. P. din regiuni diferite și la momente distanțate. Elementul acesta, foarte modest reprezentat la începutul fazei gotlandiene, ajunge spre sfârșitul acestui sistem să umbrească elementul autochton de tip nordic. La pierderea rolului principal pe care l-a jucat elementul din urmă, în cea mai mare parte a istoricului B. P. M. P., a contribuit în special faptul că, spre sfârșitul Gotlandianului, basinul nostru reducându-se, iese de sub influența directă a mărilor nordice. Formele de tip nordic, supraviețuite în acest moment, se pulverizează în variațiuni locale, pierzându-și valoarea stratigrafică.

Având legături cu provincii zoogeografice opuse, B. P. M. P. n'a jucat

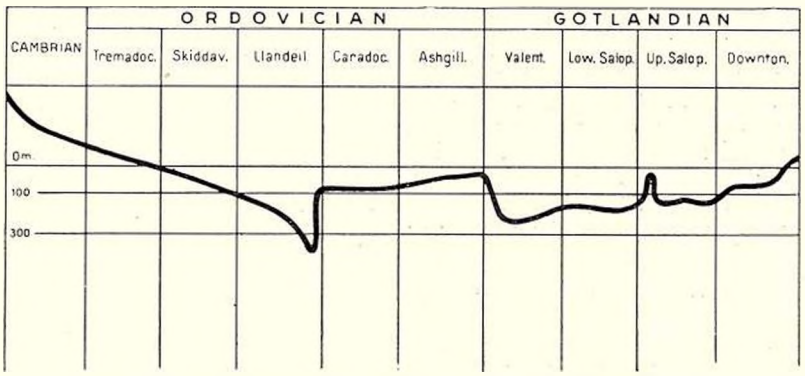


Fig. 22. Diagrama oscilațiunilor de nivel a B. P. M. P.
Diagramme des oscillations du niveau du B. P. M. P.

numai rolul de receptor de forme ci — a priori bănuind — înlesnià totodată și schimbul de forme între ambele aceste provincii.

Momentul final al B. P. M. P. constă, probabil, în contopirea lui cu basinurile marine dela Vest, aducând cu sine noui germeni cari, împreună cu formele locale, au pus bazele faunistice în perioadele de mai târziu. In ce măsură a contribuit la aceasta fauna diferențiată în faza finală a B. P. M. P., poate să ne arate numai un studiu paleontologic comparativ al faunei, care deocamdată ne lipsește.

O altă problemă de ordin general este dacă răspândirea actuală a depozitelor B. P. M. P. e cea primitivă.

A fost constatat de autorii anteriori (60, 112) că în valea Nistrului întâlnim strate paleozoice din ce în ce mai tinere cu cât ne ridicăm în sus spre NW.

Dacă urmărim răspândirea orizontală a stratelor paleozoice în malul românesc al Nistrului, observăm, într'adevăr, o răspândire zonară regională

Institutul Geologic al României

a diverselor orizonturi. Dela Soroca și până aproape de Atachi, sub stratele cretacice nu întâlnim decât orizonturi ordoviciene inferioare; cele superioare apar lângă această din urmă localitate și se întind singure spre Vest, unde sunt acoperite de primele formațiuni gotlandiene numai până la Molodova. Orizonturile gotlandiene inferioare nu trec peste granița bucovineană veche, după cum nici stratele de Onut nu se întind prea departe de teritoriul basarabean.

Adesea fenomenul acesta este comentat, cum am spus, în sensul unei retrageri progresive a basinului spre NW, lăsând în urmă depozite tot mai expuse regimului continental. Având în vedere perioada lungă de regim continental, prin care a trecut ultimele depozite a B. P. M. P. până în momentul transgresiunei cretacice, se naște dela sine îndoiala asupra integrității vechilor limite de răspândire a diverselor orizonturi. In afară de aceasta, sunt dovezi că stratele gotlandiene inferioare, care în malul românesc al Nistrului au fost întâlnite de mine ca ultimele spre Est, lângă Molodova, SIEMIRADZKI (115) le citează și mai departe spre Est lângă Maghilew.

Pe de altă parte, dacă limitele marginale de astăzi ale orizonturilor superioare sunt cele primitive, ar trebui să ne așteptăm ca stratele argiloase sau calcaroase, astăzi zonar răspândite, să-și modifice constituția petrografică cu cât se apropie de țărm; ori acest fenomen nici eu nici alții nu l-am observat.

In sfârșit, din istoricul B. P. M. P. știm deja că în regiunea Nistrului n'a existat o simplă transgresiune urmată apoi de o retragere progresivă a basinului spre NW; în realitate au avut loc oscilațiuni de nivel mai complicate, care nu numai odată au variat linia de țărm în sensuri diferite. Inceputul retragerii spre NW a B. P. M. P. s'ar putea admite numai în faza superioară a Gotlandianului.

Dar nici limita estică a depozitelor din faza aceasta nu se poate considerà pe deplin integră, deoarece formațiuni analoage celor de Onut au fost întâlnite de WIENJUKOW lângă Kamienetz-Podolsckji.

Faptul că în valea Nistrului apar formațiuni din ce în ce mai noui cu cât înaintăm mai mult spre NW e clar că e datorit gradului de eroziune al râului care se adâncește progresiv, astfel că pe câtă vreme lângă Soroca Nistrul a pătruns până la granite, la Schit în Bucovina, a rămas încă în stratele gotlandiene superioare.

Limitele actuale de răspândire orizontală a stratelor paleozoice din cuprinsul B. M. P., e posibil ca, în bună parte, să fi fost modelate de către ciclurile de eroziune post-paleozoice, mai active pe marginile acestui basin.

Institutul Geologic al României

PARTEA IV-A

PALEONTOLOGIE

FAUNA GRESIILOR DE MOLODOVA

Formațiunile ordoviciene din B. M. P. fiind pentru prima dată făcute cunoscute în această lucrare, fauna lor prezintă un interes științific general deosebit și deci merită să fie studiată mai de aproape. Formele fiind nu tocmai bine păstrate, pentru cunoașterea completă a faunei acestor formațiuni, mai este nevoie încă de explorări îndelungate.

In acest capitol vom studia numai o parte din formele ce le posed, urmând a revenì ulterior cu completări.

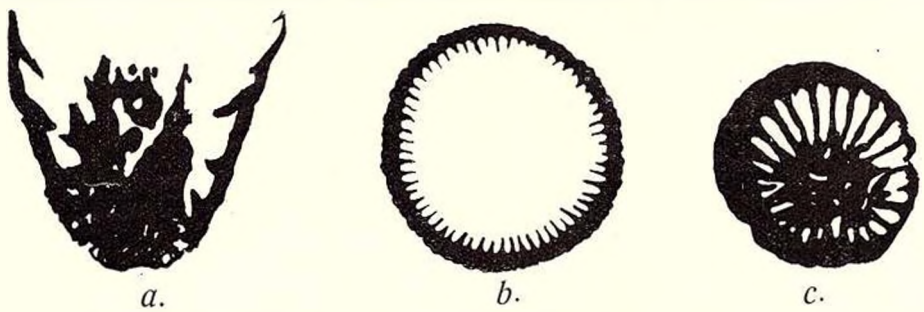
Streptelasma europaeum F. ROEMER.

Text: Fig. 23, Pl. XI, Fig. 15, 16.

1861. *Streptelasma europaeum* F. ROEMER, Fos. Fauna d. Silur. diluv.-geschiebe von Sadewitz, p. 16, Pl. IV, Fig. I *a—f.*

1881. *Streptelasma europaeum*, QUENSTEDT, Rohren- u. Sternkoralen, Pl. 58, Fig. 27.

Forma aceasta, des întâlnită în gresiile de Molodova, se întâlnește ca impresiune negativă și numai rareori găsim exemplare al căror schelet calcaros



a. *b.* *c.*

Fig. 23. *Streptelasma europaeum* F. ROEM., Poliv. Jar.

a) Secțiune mediană longitudinală, × : 3/2.
b) » transversală prin marginea caliciului, × : 2.
c) » » » baza caliciului, × : 3/2.
a) Section médiane longitudinale. × : 3/2.
b) » transversale par le bord du calice. × : 2.
c) » » par la base du calice. × : 3/2.

Institutul Geologic al României

s'a păstrat intact. Mărimea exemplarelor studiate variază dela 2 până la 4 cm.; forma lor e aproape regulat conică, lărgindu-se repede la partea superioară. Pe secțiunea transversală, făcută pe marginea caliciului, se disting 60—62 septe, slab desvoltate și neegale (Fig. 23 *b* în text).

Pe secțiunea longitudinală mediană, cât și pe cea transversală, făcută prin baza coralitului, se observă o columelă falsă, găunoasă, bine desvoltată (Fig. 23 *a* în text).

Se întâlnește des în stratele de Lyckholm din Estonia și în blocurile eratice din Germania, provenite din rocele siluriene inferioare de origină nordică.

In Basarabia e comună în gresiile de Molodova, fiind întâlnită la Molodova, Polivanov Jar, Comarova și Resteu-Atachi.

Palaeocystites bessarabianum n. sp.

Pl. XI, Fig. 27—28, Fig. 24 în text.

Formele sunt globuloase, cele mai multe regulat sferice, având în diametru 1 ½—2 cm. Sunt formate din numeroase plăci poligonale, dispuse neregulat, variind ca dimensiune între 0,5—1 mm. în diametru; plăcile sunt ușor convexe și clar delimitate între ele. Cele mai multe din plăci sunt mai

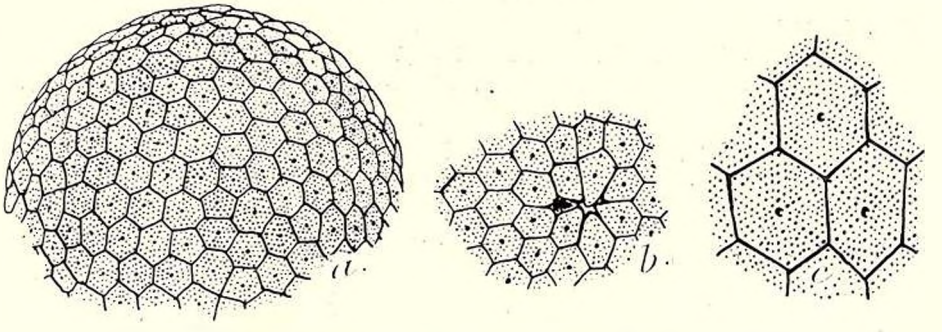


Fig. 24. *Palaeocystites bessarabianum* n. sp., gresiile de Molodova.

a) Dispoziția generală a plăcilor. × : 3.
b) » plăcilor în jurul orificiului lateral. × : 3
c) Detalii de dispoziție a porilor pe suprafața plăcilor. × : 10
a) La disposition générale des plaques. × : 3.
b) » » des plaques autour de l'orifice latéral. × : 3.
c) Détails de la disposition des pores à la surface des plaques. × : 10.

mult sau mai puțin asemănătoare, afară de șase, dispuse în rozetă în imediata vecinătate a unui orificiu (Fig. 24 *b* în text). Fiecare placă, fără excepție, prezintă un por mai mare central și alții mai mici, numeroși, dispuși în linii drepte paralele cu laturile poligonului. Se mai poate distinge că dela fiecare

Institutul Geologic al României

unghiu al plăcii pleacă câte un șir linear de pori, spre porul central mai mare, formând latura unui triunghiu al cărui vârf îl formează porul central, iar baza, marginea poligonului. Restul porilor, întru nimic deosebiți, formează și ei o serie de triunghiuri interne, succesiv mai mici, regulat depărtați, având drept bază comună marginea plăcii. Felul acesta de triunghiuri punctate, combinate pe două plăci vecine, formează o serie de romburi ale căror unghiuri se reunesc în centrul plăcilor și în interiorul cărora se găsesc cuprinse romburi, progresiv mai mici, cu unghiurile ascuțite din ce în ce tot mai depărtate de centrul plăcilor. Dacă atacăm suprafața plăcilor cu un acid slab, în locul porilor apar canale subțiri care înlocuesc, prin striațiuni lineare, laturile punctate ale romburilor mai sus descrise.

A fost observat un singur orificiu lateral, mic, aproape triunghiular, înconjurat de o serie de plăci poligonale alungite și dispuse în felul unei rozete (Fig. 24 *c* în text).

Existența unui pedicel sau a unor brațe, câtuș de rudimentare, n'au putut fi constatate pe cele 28 exemplare studiate de noi.

Palaeocystites bessarabianum n. sp. caracterizează o zonă subțire în gresiile ordoviciene superioare dela Molodova, unde se întâlnesc în număr mare de exemplare.

Esthonipora communis BASSLER

Text: Fig. 25, Pl. XII, Fig. 24.

1911. *Esthonipora communis* BASSLER, The early palaeoz. Bryozoa Balt. prov., p. 259, text Fig. 151—155.

1929. *Dianulites petropolitana* PANDER, TH. VĂSCĂUȚANU, Asupra prezenței Ordov. în B. P. M. P.

Genul *Esthonipora* a fost introdus de BASSLER pe baza studiilor amănunțite ale grupului *Diplotrypa petropolitana* PANDER, și bazat mai mult pe faptul că unele tipuri dintre *Amalgamata* prezintă zoeciile umplute cu calcită grosolan cristalizată, cu proprietăți de refracție și reflecție pronunțate. Fenomenul acesta pur fizic, BASSLER îl consideră caracteristic unor grupuri de Bryozoare paleozoice, având o bază organică comună, în legătură cu biologia acestor animale.

Formele dela noi, ca și cele din Estonia, prezintă un zoarium hemisferic, ajungând până la 6 cm. în diametru. Baza e plată sau ușor scobită în mijloc, concentric vălurată. Formele noastre sunt complet silicifiate, astfel că semne morfologice externe, caracteristice speciei, nu găsim; în schimb, pe secțiuni microscopice se poate distinge ușor numeroase zoecii poligonale sau hexagonale; acestea prezintă pereți subțiri, sunt puțin variate ca mărime, fiind, în mijlociu, în număr de 3,2 sau 1½ în spațiu de 2 mm. (Fig. 25 *b* în text).

Institutul Geologic al României

Mesoporii și acantoporii, lipsesc. Prezența semidiafragmelor, evidențiate pe secțiunile radiale (Fig. 25 *a* în text), formează unul din caracterele principale ale speciei. Semidiafragmele sunt aglomerate mai mult zonar și plasate, la formele noastre, mai des, alternativ, și numai excepțional direct opus, cum e de regulă la formele din Estonia, descrise de BASSLER.

Pe secțiuni tangențiale se observă clar pereții simpli, amalgamați ai zoeciilor, fără să se poată distinge și alte particularități caracteristice speciei.

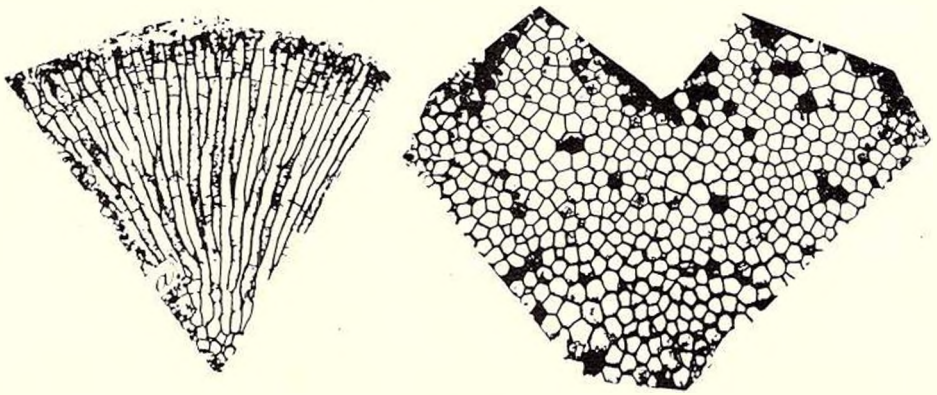


Fig. 25. *Esthonipora communis* BASSL., Comarova.

a) Secțiune radiară prin Zoarium, × : 5.
b) » tangențială prin zoarium, × : 5.
a) Section radiaire par le zoarium × : 5.
b) « tangentielle par le zoarium × : 5.

Esthonipora communis BASSL. se întâlnește în Estonia începând cu orizontul B_2 dela Reval, apoi în B_3 la Port-Kunda; e comună în calcarele cu *Echinosphaerites*, stratele de Kuckers și cele de Jewe.

La noi se întâlnește destul de des în gresiile ordoviciene superioare, la Molodova, Comarova și Polivanov Jar.

Orthis calligramma DALMAN, var. *virgata* SOW.

Pl. XII, Fig. 18—19

1839. *Orthis virgata* SOW. Silurian System, Pl. XIX, Fig. 5.
1851. *Orthis calligramma* DALM. var. *virgata* SOW. SALTER, Quarterly Journ. Geol. Soc. vol. VII, p. 171.
1866. *Orthis calligramma* DALM. var. *virgata* SOW. DAVIDSON, Brithisch fossil Brachiopoda, vol. III, pt. VII, p. 243, Pl. XXXV, Fig. 23, 24; Pl. XXXVII, Fig. 2.

Forma e transversal semicirculară, mai largă decât lungă; valva ventrală mai puțin adâncită, însă nu plană ca la formele tipice de *O. calligramma* DALM. Croșetul mic, curbat; area moderat lărgită, fisura triunghiulară deschisă.

Institutul Geologic al României

Deosebirea principală a variațiunii *virgata* constă în numărul mai mare de coaste mai puțin pronunțate și valvele mai bombate.

In gresiile ordoviciene superioare dela Nistru, e des întâlnită ca impresiuni lăuntrice pe care se cunosc clar urmele a 28—35 coaste mai pronunțate spre marginile paleale ale scoicilor, pierzându-se apoi treptat spre cea cardinală. Pe lângă coastele principale se mai observă și altele mai subțiri, intercalate printre cele dintâi.

In Țara Galilor, forma descrisă caracterizează stratele de Bala și Caradoc Sandstone. In Basarabia a fost întâlnită în gresiile de Molodova la Comarova, Polivanov Jar și Molodova.

Platystrophia biforata (SCHLOTH.) var. *fissicostata* MC. COY.

Pl. XII, Fig. 13—17.

1852. *Spirifera biforata* var. *fissicostata* MC. COY — Brit. Pal. Foss., p. 193.
1866. *Orthis biforata* SCHLOTH. var. *fissicostata* DAVIDSON. — Brit. fossil Brachiopoda, vol. III, pt. VII, p. 271, Pl. XXXVIII, Fig. 1—17, 19.
1899. *Pentamerus podolicus* WIENJUKOW. — Faun. silur. otloj. Podol. gub., p. 150, Pl. 4, Fig. 1; Pl. 8, Fig. 6.

Grupul *Pl. biforata* SCHLOTH. este bine reprezentat în gresiile de Molodova prin mai multe variațiuni; cele mai comune prezintă ambele valve bombate, din care cea dorsală e cevă mai pronunțată. Coastele pronunțate, variază între 15—20 de o parte și de alta a sinusului și a șelei. Numărul coastelor e mai variabil în regiunea sinusului și a șelei, unde putem întâlni 5, 3, 2 sau chiar numai 1, la cele mai multe exemplare fiind bifurcate, apropiindu-se de var. *fissicostata* MC. COY.

P. biforata SCHLOTH. var. *fissicostata* MC. COY, se bucură de o răspândire geografică și stratigrafică foarte largă; ea apare în stratele ordoviciene superioare și se răspândește apoi în orizonturile gotlandiene inferioare, atât în regiunile baltice, Anglia, cât și în America de Nord.

In formațiunile paleozoice din Basinul Moldo-Podolic, e comună în gresiile de Molodova, fiind întâlnită de WIENJUKOW și în stratele gotlandiene dela Studenitza, echivalente stratelor noastre de Resteu.

In gresiile ordoviciene superioare, forma aceasta a fost găsită la Molodova, Comarova, Polivanov Jar și Resteu Atachi.

Dalmanella testudinaria, (DALM.)

Pl. XII, Fig. 10—11

1827. *Orthis testudinaria* DALMAN. — Vet. Acad. Handl., p. 115, Pl. II, Fig. 4.
1837. » » HISINGER. — Petr. Suecica, p. 71, Pl. XX, Fig. 11.
1839. » » SOWERBI. — Silur. System, Pl. XX, Fig. 9, 10.
1859. » *striatula* SALTER. — Siluria(ed. II), p. 74, Fig. 12, Pl. V, Fig. 1.
1866. » *testudinaria* DAVIDSON. — Brithisch foss. Brachiop., vol. III, pt. VII, p. 226, Pl. XXVIII, Fig. 13—24.

Institutul Geologic al României

1873. *Orthis testudinaria* C. MALAISE. — Descript. Terr. Silur. Belgiq., p. 94, Pl. V, Fig. 1—4.
1892. *Dalmanella testudinaria* HALL & CLARKE. — Pal. N. J., vol. VIII, pt. I, p. 205, 223. Pl. LVIII, Fig. 27—39.
1929. *Dalmanella testudinaria* F. HERITSCH. — Faun. Sil., Ostalp., p. 115, Pl. IV, Fig. 52.

Forma e orbiculară sau suborbiculară, trunchiată, în general mai largă decât lungă; linia cardinală dreaptă și mai scurtă decât lărgimea scoicii. Valva ventrală puțin convexă, cea dorsală aproape plată și scobită ușor de un jgheab median longitudinal; croșetul mic recurbat. Suprafața ambelor valve e acoperită de numeroase coaste radiare, dese, care cresc în număr prin bifurcare sau intercalație la diferite distanțe de umbon. Suprafața externă a scoicilor mai este prevăzută și de strii concentrice de creștere, unele mai superficiale altele mai profunde.

Forma aceasta se bucură de o răspândire paleogeografică destul de mare: ea caracterizează în Anglia stratale de Llandeilo, Caradoc și Low. Llandovery; în Estonia a fost întâlnită la Itfer, Wesenberg, Kegel, etc.; în Belgia se întâlnește în cuarțitele de Grand-Manil; în regiunea Oslo, în etajul 4, după cum nu lipsește nici din formațiunile ordoviciene din Alpii Carnici.

La noi e comună în gresiile de Molodova, fiind întâlnită la Molodova, Polivanov Jar și Comarova.

Strophomena corrugatella DAVIDSON

Pl. XII, Fig. 12.

1843. *Orthis corrugata*, PORTLOCK. — Rep. Geol. Llandoderry, p. 450, Pl. XXXII, Fig. 17, 18.
1848. » » PHILLIPS & SALTER. — Mem. Geol. Surv., vol. II, p. 291.
1866. *Strophomena corrugatella* DAVIDSON. — Brithisch foss. Brachiop., vol. III, pt. VII, p. 301, Pl. XLI, Fig. 8—14.

La această specie eu atribui câtevă exemplare de *Strophomena*, întâlnite în gresiile de Molodova în mai multe puncte. Caracteristica principală o formează ondulațiunile mărunte și dese ce străbat circular suprafața scoicii și la care iau parte și coastele, atât cele principale cât și cele secundare.

După mărime și felul ornamentațiilor externe ale scoicii, forma dela Nistru nu se deosebește cu nimic de *S. corrugatella* DAV. din formațiunile ordoviciene din Anglia.

La noi a fost întâlnită în gresiile ordoviciene superioare la Molodova, Comarova și Polivanov Jar.

Strophomena Assmussi VERNEUIL

Pl. XII, Fig. 20—21.

1845. *Orthis Assmussi*, MURCHISON, VERNEUIL & KEYSERLING. — Geolog. de la Russie vol. II, p. 191, Pl. X, Fig. 17.
1872. *Strophomena pseudo-loricata* BARRANDE. — Sist. Silur., vol. V, Pl. LIV, Fig. IV/1—20.

Institutul Geologic al României

Scoica joasă, aproape plată, prezintă un contur semieliptic. Croșetul mic proeminează puțin. Strii subțiri brăzdează suprafața scoicii neîntrerupt dela vârful croșetului până la marginile paleale, fără a se bifurcà. Printre unele strii mai groase, care variază ca număr între 20 și 30, găsim intercalate altele mai subțiri, dar cari în zona mai matură a scoicii ajung grosimea celor principale. De regulă, în partea tânără a scoicii, alternează 3—6 secundare cu una principală.

Comparând exemplarele dela Nistru cu originalele lui BARRANDE de *Strophomena pseudo-loricata*, eu n'am găsit nici o deosebire între ele, după cum ambele aceste forme nu se pot deosebì nici de *Strophomena Assmussi* VERN. din stratele estone. Astfel, eu consider toate aceste forme ca una și aceeaș, dând prioritate denumirii lui VERNEUIL.

S. Assmussi în Estonia a fost întâlnită în formațiunile dela Reval, Wesenberg și ins. Odensholm, în orizonturile *D*, *E* și *F*.

S. pseudo-loricata este citată de BARRANDE în oriz. *Dd*4, la Kraluv Dvur, Kosov și Leiskov.

La noi este comună în gresiile de Molodova la Comarova, Polivanov Jar și Molodova.

Modiolopsis incrassata EICHWALD

Pl. XII, Fig. 22—23.

1859. *Modiolopsis incrassata* EICHWALD. — Letaea Rossica, p. 966, Pl. XXXVIII, Fig. 3 *a*, *b*.

Forme mari de pelecypode; valvele uniform bombate cu maximum de adâncime, în mijlocul scoicilor. Croșetele neegale sunt subțiate spre vârf și recurbate. Impresiunea mușchiului anterior e mică și redată pe mulaj sub forma unui mic tubercul în vecinătatea croșetului.

Scoicile mari, piriforme, cu pereții groși, variază ca lungime între 8—10 cm., ca lărgime 6—7 cm., adâncimea valvelor oscilând între 4,2—5,7 cm.

Modiolopsis incrassata caracterizează în Estonia stratele de Lyckholm.

La noi e comună în gresiile ordoviciene superioare dela Comarova și Polivanov Jar.

Murchisonia rudis KOKEN

Pl. XI, Fig. 17.

1925. *Murchisonia rudis*, KOKEN & PERNER. — Gasterop. d. Balt. Unersil., p. 244, Pl. III, Fig. 6—8, Pl. XL, Fig. 23.

Gasteropodele sunt formele cele mai răspândite în gresiile de Molodova, însă fiind păstrate numai ca mulaje interne, de cele mai multe ori, nu permit recunoașterea lor.

Formele atribuite acestei specii ajung la dimensiuni gigantice, unele trecând peste 15 cm. ca lungime.

Există mare asemănare între forma aceasta și *Hormotoma gigantea* BILL.

Institutul Geologic al României

descrisă de TWENHOFEL [1]) din formațiunile de Ellis Bay din Anticosti-Islanda.

Murchisonia rudis KO. caracterizează în Estonia stratele de Wesenberg. La noi a fost des întâlnită în gresiile de Molodova, la Polivanov Jar și Molodova.

Holopea reticulata n. f.

Pl. XII, Fig. 3—4; Fig. 26 în text.

Forma aceasta se poate ușor recunoaște printre numeroasele gasteropode ce se întâlnesc în gresiile de Molodova; prezintă un aspect paludiform și este compusă din patru tururi, fiecare mai tânăr, fiind progresiv de două ori mai înalt decât cel precedent. Suturile simple, profunde. Înălțimea scoicii este egală cu lărgimea ultimului tur, variind între 2,3—2,9 cm.; unghiul apical variază între 75 —80°.



Fig. 26.

Holopea reticulata n. sp. Molodova. Detalii din ornamentația externă.

Caracteristica principală a speciei o formează ornamentația externă, care constă din o rețea proeminentă, sculptată pe suprafața externă a scoicii în felul unei plase cu ochiurile mai mult sau mai puțin regulat hexagonale (Fig. 26 în text). Alveolele, închise între ochiurile acestei rețele, ajung la o adâncime de 1—0,7 mm. și un diametru ce variază între 2—5 mm. Grosimea pereților despărțitori ai alveolelor este de 1—0,5 mm., toate aceste variațiuni fiind în raport cu vârsta și mărimea suprafeții tururilor.

Forma aceasta se întâlnește în gresiile de Molodova numai ca mulaje interne și impresiuni negative ale ornamentației.

Mulajul intern amintește foarte mult *Holopea paludiformis* HALL. și *H. Mobergi* TROEDS. [2]), cea din urmă fiind comună în faciesul cu brachiopode al Ordovicianului superior din Skäne.

H. reticulata sp. n. a fost găsită în mai multe exemplare în stratele superioare de gresii la Molodova.

Discoceras antiquissimum (EICHWALD).

Pl. XII, Fig. 6.

1840. *Clymenia antiquissima* EICHWALD. — Urwelt Russl., vol. II, p. 53, Pl. III, Fig. 16—17.
1861. *Lituites antiquissimum*, F. ROEMER. — Foss. d. Silur. diluv.-geschiebe v. Sadevitz, p. 62, Pl. VI, Fig. 2 *a—g*.

Cefalopodele sunt relativ rar răspândite în gresiile de Molodova, iar cele câtevà, colectate de mine, sunt rău conservate.

[1]) TWENHOFEL. *Geol. of Anticosti Isl.* Canada Depart. of Mines Geol. surv. Mem. 154, No. 135. Geol. Serv. Ottawa 1928.

[2]) G. TROEDSSON. — Om Skanes Brachiopodoskiefer, p. 42, 90, Pl. I, Fig. 17—18.

Institutul Geologic al României

Judecând după mărime, raportul dintre spire și caracterul liniilor de sutură, exemplarul figurat se apropie de forma descrisă de EICHWALD sub denumirea de *Clymenia antiquissima*.

Forma descrisă se întâlnește în Estonia în orizonturile F_1 și F_2; deasemenea este citată de KIAER în oriz. 5^b din împrejurimile Christianiei.

In Basarabia a fost găsit un singur exemplar în gresiile de Molodova dela Polianov-Jar.

Illaenus Roemeri VOLBORTH

Pl. XI, Fig. 29.

1886. *Illaenus Roemeri*, F. SCHMIDT & HOLM. — Ostbalt. Illaeniden., p. 125, Pl. IX, Fig. 4—14.

1925. *Illaenus Roemeri*, E. WARBURG. — Trilobit. of the Lept. Limest., p. 108, Pl. I, Fig. 26—29.

Tipul basarabean se apropie mai mult de cel figurat de HOLM. la Fig. 14 în lucrarea mai sus citată și provenit dela O d d o l e n din oriz. F_1.

Illaenus Roemeri VOLB. se întâlnește în stratele de L y c k h o l m (F_1) din Estonia, este comun în oriz. cu *Leptaena* din Dalarne, în stratele cu *Trinucleus* din Wästergotland, K e i s l e y L i m e s t o n e din Anglia și blocurile eratice din Germania.

La noi se întâlnește în gresiile ordoviciene dela Comarova, Molodova și Polivanov-Jar.

Illaenus angustifrons var. *depressa* HOLM

1886. *Illaenus angustifrons* var. *depressa*, F. SCHMIDT & HOLM. — Ostbalt. Illaeniden p. 133, Pl. VIII, Fig. 14—22.

Mai multe pigidii și unele resturi din scuturile cefalice, întâlnite în gresiile de Molodova, după contur și raporturile de lungime față de lărgime a rachisului, par a fi aparținut indivizilor de *Ill. angustifrons* var. *depressa* HOLM.

Pigidiul la forma noastră e semioval, ușor bombat, de două ori mai lat decât lung; dublura lată, ocupă aproape ¼ din lungimea scutului.

Formele dela Nistru par a se apropia totodată și de tipurile din Basinul Kuznetsk, descrise de V. WEBER [1]) drept *Ill.* aff. *dalecarlicus* WARB. *Ill. angustifrons* var. *depressa* HOLM. caracterizează în Estonia stratele de B o r k h o l m (F_2).

La Nistru au fost întâlnite în gresiile ordoviciene superioare la Molodova și Polivanov-Jar.

[1]) WEBER V. Up. Ordov. Trilob. from the kirg. steppe and Kuzn. Bas. Bull. Com. Geol. Lening. v. XLVII, No. 3.

Institutul Geologic al României

Calymmene (Pharostoma) pulchra BEYR.

Pl. XI, Fig. 20—21, Pl. XII, Fig. 9.

1852. *Pharostoma pulchra*, BARRANDE. — Syst. silur. du centre de la Bohême, pt. I, p. 575, Pl. XIX, Fig. 1—9.

1872. *Pharostoma pulchra*, BARRANDE. — Ibid. Supl. au vol. I, p. 37, Pl. XVI, Fig. 27.

Resturile atribuite acestei forme și provenite din gresiile de Molodova, au fost comparate cu originalele lui BARRANDE de *C. pulchra* și găsite foarte asemănătoare, în special cu exemplarele provenite din concrețiunile dela Lodenice.

Pare a nu există mare deosebire între această formă și *Pharostoma leptaenarum* TORNQ. din stratele superioare ale orizontului cu *Leptaena* din Dalarne.

C. pulchra BEYR., are o răspândire geografică destul de mare; în Bohemia ea caracterizează oriz. *Dd2* și *Dd4*; se citează în stratele ordoviciene superioare din peninsulele iberice, în formațiunile din N și SW Franței, Norvegia, etc.

La Nistru, a fost întâlnită în câtevă exemplare în gresiile ordoviciene superioare, la Molodova.

Proetus cfr. *modestus* TORNQUIST.

Pl. XI, Fig. 10.

1884. *Proetus modestus*, TORNQUIST. — Undersökn. öfver Siljansomr. trilobitfauna, p. 46 Pl. II, Fig. 5.

1907. *Dicellocephalus? Leptaenarum* WIMAN. — Fauna d. Westbalt. Leptaenakalks, p. 5, Pl. II, Fig. 1—3.

1925. *Proetus modestus*, E. WARBURG. — Trilob. of the Lept. Limest., p. 167, Pl. V, Fig. 15—16, 18.

Un singur exemplar, reprezentat prin glabelă și provenit din gresiile dela Molodova, deși prezintă mare asemănare cu *P. modestus* TORNQ. nu ne dă siguranță deplină asupra identității lui. Prezintă un contur subtrapezoidal cu unghiurile complet rotunzite; e moderat umflată, mai îngustă la partea frontală, mai lărgită spre bază. Lobii laterali ușor schițați prin șanțuri oblice, aproape superficiale. Inelul occipital proeminent și clar delimitat prin un șanț occipital profund, îngust. Se deosebește de *Pr. modestus* TORNQ. numai prin faptul că prezintă zona preglabelară a limbului ceva mai desvoltată.

In Suedia, *Pr. modestus* este localizat în stratele superioare ale calcarelor cu *Leptaena*.

Lichas laciniatus WAHLENBERG.

Pl. XI, fig. 18.

1818. *Entomostracites laciniatus* WAHLENBERG. — Petrefacta tell. Svecane, p. 34, Pl. II, Fig. 2.

1837. *Lichas laciniatus* HISINGER. — Letaea Svecica, p. 17, Pl. III, Fig. 7.

Institutul Geologic al României

1845. *Lichas laciniatus* ANGELIN. — Paleont. Scandinavica, pt. I, Crustacea Form. Transitionis, p. 69, Pl. XXXVI, Fig. 1.
1896. *Lichas conformis* var. *keisleyensis* REED. — Fauna of the Keisley Limest., pt. I, p. 427, Pl. XXI, Fig. 10.
1925. *Lichas laciniatus* E. WARBURG. — Trilob. of the Lept. Limest., p. 295, Pl. VIII, Fig. 14—18, 20; Fig. 20. text.

Mai multe pigidii, întâlnite în gresiile noastre ordoviciene, aparțin acestei specii. Prezintă un contur subtriunghiular, fiind mai late decât lungi; axisul mic, compus din trei segmente, se termină prin o piesă postaxială ușor convexă. Pleurele pronunțat separate prin șanțuri largi, puțin profunde; prima și a doua pereche de pleure se termină prin vârfuri ascuțite, distanțate și puțin proeminente în afară.

Dublura pigidială pare a fi mai desvoltată la formele dela Nistru.

Lichas laciniatus WAHL. este o formă caracteristică stratelor ordoviciene superioare din regiunile nordice. Ea a fost întâlnită în Upp. Leptaena-Limest din Dalarne; Brachiopod Shales; în faciesurile din Wäster și Öster-Gotland, și în Keisley Limest. din Anglia.

In Basarabia a fost găsită în mai multe exemplare în gresiile ordoviciene superioare, la Molodova.

Lichas affinis ANG.

Pl. XI, Fig. 13,25

1845. *Lichas laciniatus*, B. LOVEN. — Svenska Trilobiter, p. 55, Pl. I, Fig. 7 *b*.
1854. *Lichas affinis*, ANGELIN. — Palaeont. Scandinavica p. 69, Pl. XXXVI, Fig. 2.
1925. *Lichas affinis*, E. WARBURG. — Trilob. of the Lept. Limest., p. 302 Pl. VIII, Fig. 1—8, 11—13, 21, 23.

Un pigidiu, întâlnit în gresiile ordoviciene superioare dela Molodova, se deosebește de *Lichas laciniatus* WAHL., cu care prezintă oarecare asemănare dela prima vedere, prin faptul că are un contur mai rotunjit, e mai plat, șanțurile pleurale mai înguste și pleurele mai late. Axisul pigidial mai puțin proeminent, iar piesa postaxială e mai slab pronunțată. Toate aceste deosebiri duc la o apropiere mai mare a individului cu *L. affinis* ANG.

L. affinis ANG. se întâlnește în Suedia în stratele superioare ale orizontului cu *Leptaena*, în faciesul cu brachiopode al Ordovicianului superior, fiind citat și în formațiunile sincronice din Wäster- și Öster-Gotland.

La noi a fost găsit în stratele deja amintite, la Molodova.

Lichas Eichwaldi NIESZKOWSKI

Pl. XI, F.g. 22, 24.

1885. *Lichas Eichwaldi*, F. SCHMDT.—Ostbalt. Trilob., pt. II, p. 104. Pl. IV, Fig. 10—17.

Exemplarele găsite în gresiile de Molodova, deși necomplete, prezintă organizația caracteristică speciei *L. Eichwaldi* NIESZK. Lobul median al gla-

Institutul Geologic al României

belei este îngustat în partea mijlocie, pe când cei laterali superiori sunt îngustați la bază. Doi lobi, de formă trapezoidală, sunt plasați pe șanțul occipital și la baza celor doi laterali superiori.

Nu mai puțin caracteristic este și pigidiul; e ușor umflat și aproape 1 ½ mai larg decât lung. Rachisul pronunțat și uniform bombat; pleurele slab delimitate proeminează, prin capetele lor ascuțite, puțin în afară, astfel că marginile pigidiului sunt zimțate.

L. Eichwaldi NIESZK. caracterizează în Estonia stratele de Wesenberg (E); la noi a fost întâlnită în gresiile ordoviciene superioare dela Molodova.

Platylichas planifrons ANG.

Pl. XI, Fig. 19.

1854. *Platymetopus planifrons* ANGELIN. — Palacontologia Scandin., p. 73, Pl. XXXVII, Fig. 3.
1884. *Lichas planifrons*, TORNQUIST. — Undersökn. öfver Siljansomr. trilob. fauna, p. 35, Pl. I, Fig. 34.
1925. *Platylichas planifrons*, E. WARBURG, Trilob. of the Lept. Limestr., p. 263, Pl. VI, Fig. 11, 12, 14—24; Pl. VII, Fig. 9.

Forma aceasta, bine reprezentată în stratele ordoviciene superioare scandinavice, se întâlnește și în gresiile de Molodova; mai des se întâlnesc impresiunile pigidiale, ce ating o lungime până la 60 mm. Axisul, compus din trei inele, e scurt, ușor convex și însoțit de trei perechi de pleure filiforme, prevăzute cu câte un șanț median pronunțat.

Capetele pleurelor sunt ascuțite, proeminând în afară, astfel că marginile pigidiului sunt pronunțat zimțate. Suprafața este ornată de tubercule inegal proeminente, mai aglomerate în unele locuri, mai distanțate în altele.

Platylichas planifrons ANG. caracterizează în Suedia orizonturile superioare cu *Leptaena*. La noi a fost găsit la Molodova și Comarova.

Platylichas cicatricosus LOVÉN

Pl. XI, Fig. 26; Pl, XII Fig. 5.

1885. *Lichas cicatricosus*, F. SCHMIDT. — Ostbalt. Trilob., pt. II, p. 122, Pl. V, Fig. 25, 26.
1925. *Platylichas cicatricosus*, E. WARBURG. — Trilob. of the Lept. Limest., p. 380, Pl. VII, Fig. 17; Fig. 19, text.

Lobul central este puțin mai lat la forma din Basarabia, iar cei laterali puțin mai ridicați; raporturile între diferitele părți ale glabelei sunt însă aceleași ca și la forma nordică de *Platylichas cicatricosus* LOV.

In Estonia caracterizează stratele de Borkholm (F_2), fiind întâlnite și în formațiunile din Dalecarlia.

La noi au fost găsite mai multe exemplare în gresiile de Molodova dela Polivanov-Jar.

Institutul Geologic al României

Chasmops maximus F. SCHMIDT

Pl. XI, Fig. 1—9.

1881. *Phacops (Chasmops) maxima*, F. SCHMIDT. — Ostbalt. Trilob., pt. I, p. 112., Pl. III, Fig. II *a, b*; Pl. IV, Fig. 1—3, 5—7; Pl. X, Fig. 17, 18; Pl. XI, Fig. 13; Pl. XV, Fig. 34—35; p. 235; Fig. 14, text.

1881. *Phacops (Chasmops) macroura*, F. SCHMIDT. — Ibid., p. 114, Pl. III, fig. 10 *a—b*; Pl. IV, Fig. 9; Pl. X, Fig. 19.

1884. *Phacops (Chasmops) maximus*, TORNQUIST. — Undersökn. öfv. Siljansomr. trilobitfauna, p. 11, Pl. I, Fig. 7—8.

1890. *Phacops (Chasmops) macroura*, POMPECKI. — Trilob.-fauna d. Ost- u. Westpreuss. Diluv.-geschiebe, p. 26, Pl. I, Fig. 12—13 *a*.

1925. *Chasmops macrourus*, E. WARBURG. — Trilob. Lept. Limest., p. 399, Pl. XI, Fig. 22-24.

Formele în general mari, prezintă cefalonul suboval, turtit la partea frontală, ușor convex și rotunjit. Glabela mare, subtrapezoidală, posedă un lob frontal pronunțat, aproape triunghiular, delimitat prin șanțuri profunde. Lobii laterali anteriori, mari, alungiți, îngroșându-se treptat dela vârf spre bază, sunt ușor trunchiați la partea posterioară. Lobii laterali secundari sunt reduși la mici nodule; cei laterali bazali, deasemenea mici, ceva mai pronunțați ca cei mediani, sunt situați în apropierea imediată a șanțului occipital.

Hypostomul alungit, prezintă corpul central uniform bombat și neted; marginea posterioară puțin îngroșată, netedă și ușor alungită. Macula bine distinctă; aripele anterioare ale hypostomului sunt pronunțat desvoltate.

Pigidiul moderat convex, subtriunghiular, puțin turtit antero-lateral și alungit, e compus din 16—18 segmente. Axisul ușor convex, este delimitat de șanțuri ușor scobite însă distincte.

Atât cefalonul cât și suprafața pigidiului sunt ornate de tubercule mici, neegale și neregulat răspândite.

Unele exemplare din gresiile de Molodova prezintă pigidiul cevà mai lat și totodată mai scurt decât la forma tipică, apropiindu-se de exemplarul lui SCHMIDT dela Spitham (l. c., p. 235, Fig. 14, text).

Chasmops maximus SCHM. este o formă foarte caracteristică pentru stratele ordoviciene superioare din toate regiunile nordice. Ea caracterizează în Estonia orizonturile de J e w e și K e g e l (D_1, D_2); în Suedia este comună în Chasmops-Kalk și stratele cu *Leptaena* din Dalarne; se mai întâlnește în formațiunile din Wästergotland și în blocurile eratice din Germania. In C a r a d o c s a n d s t o n e, din Schropshiro, formei descrise îi corespunde *Ch. conophthalmus* BOECK.

Ch. maximus SCHM. este forma cea mai comună în gresiile de Molodova, fiind întâlnită în multe exemplare la Molodova, Comarova, Polivanov-Jar și Resteu-Atachi.

Institutul Geologic al României

LITERATURA

1. ALTH. AL. *Gebirgsprofil und Hebungen in Ungarn u. Süd-Russland.* (N. J. f. Miner. etc., 1840).
2. — *Über palaeozoische Gebilde Podoliens u. deren Versteinerungen.* (Abh. d. k. k. geolog. Reichsanst., v. VII, N. I., 1874).
3. — *Sprawozd. z podróży w r.* 1875 *w niektórych czesciach Podola galicyjskiego.* (Spraw. Kom. Fizjogr. A. U. 1877.)
4. — *Uwagi nad tarczami ryb rodzaju Pteraspis i Scaphaspis.* (Rozprawy Spraw. Wydz. III, A. U., 1884).
5. — & BIENIASZ. *Atlas geologiczny Galicii, sesz. I.*, 1887.
6. ANDRZEJOWSKI. *Rys botaniczny krain zwiedzanych pomiedzy Bohem a Dniestrem, aż do ujścia tych rzek w morze.* Wilno, 1823.
7. — *Recherches sur le système tyraïque, I pt. terrains hemilysiens.* (Bull. Soc. Natur. Moscou. N. I., 1852).
8. ARMASCHEWSKI. *Geolog. izsledov. v Podolsk. gub.* (Zapiskj Kiew. Obsch. Estestv. v. V, N. 2, 1882).
9. ARHANGHELSKI. *Wedenie v geolog. Evrop. Rossii.* (G. J. Z., 1923).
10. ARLDT TH. *Handbuch d. Palaeogeographie.* (Leipzig, 1919).
11. AJNBERG L. *Sur les grès paleoz. de Podolie.* (Bull. Section d. Ucraïne du Com. Géol. v. VI, N. 2, 1925).
12. ANDERSSON. *Über Cambr. u. Silur. phosphoritführende Gest. a. Schweden.* (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, v. II, 1895).
13. ALEXEEW A. *Geolog. izsledov. po Dniestru v rajone Kamenca-Soroki.* (Zapiski Novor. Obsch. Estest., v. XXXII, 1908).
14. ATHANASIU S. *Asupra unor blocuri de Favosites cf. polymorpha.* (Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. Rom., v. II, 1910, v. III, 1912).
15. — *Asupra prezenței unor sp. siluriane de Favosites în conglomeratele cenomane din Bucegi si în cele miocene din valea Oituzului.* (Idem, v. 1915).
16. — în GH. MACOVEI. *Curs de Geologie stratigrafică*, p. 66. (Curs litogr. ediția «Școala Politechn.». București, 1925).
17. BLÖDE G. *Bemerkungen z. geogn. kart. v. Podolien u. Bessarabien.* (Bull. Soc. Natur. Moscou v. XV—1842; v. XVI—1843).
18. — G. *Beiträge z. Geologie des südlichen Russlands.* (N. J. f. Miner. 1841)
19. BELKE. *Esquisse de l'histoire naturelle de Kamienec Podolski.* (Bull. Soc. Natur,. Moscou, 1858).
20. BARBOT DE MARNY. *Otczet o pojezdke w Galicju, Wolyn i Podolju w* 1865 g. (Sbornik izd. Imper. S. P. B. Miner. Obsch., 1867).
21. BOURIENIN G. *Sur les travaux géologiques dans les gisements de phosphorites en Podolie.* (Bull. Sect. Ucr. Com. Geol., v. 5, 1924).
22. BEKKER H. *The Kuckers stage of the Ordovician rocks of NE Esthonia.* (Dorpat, 1921).
23. BROEGER W. *Die Silur. Etagen* 1, 2, *u.* 3 *im Kristianiagebiet.* Universitätsprogramm. (Kristiania, 1882).

Institutul Geologic al României

24. BARRANDE I. *Système silurien du centre de la Bohême.* (I—VI. Prague 1852—1881).
25. BARROIS G., PRUVOST P. et DUBOIS C. *Sur les couches de passage du Silurien au Devonien dans le bass. houiller du Pas-de-Calais.* (C. R. Acad. Sc. Paris, 1918).
26. BARROIS, LERICHE, CRÉPIN, PRUVOST et DUBOIS. *Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin.* (Mém. Soc. Géol. du N., v. 6, 1912—1922).
27. BUBNOFF S. *Geologie v. Europa.* (I, 1926, v. II, 1930. Berlin).
28. BESSER W. *Aperçu sur la Géogr. physiq. de la Volhynie et Podolie.* (Mém. Soc. Natur. Moscou, v. VI, 1823).
29. BASSLER R. *Bibliographic index of Americ. Ordov. and Silur. fossils.* (Smithson. Inst. U. S. Nation. Mus., Bull. N. 92, 1915).
30. BORN A. *Über neue Gliederung im esthländischen hoh. Untersilur.* (Centralbl. f. Miner., etc., 1913).
31. — *Das Ordovicium u. Gotlandium, in* W. SALOMON'S *Grundz. d. Geol.,* (V. II, 1926. Stuttgart).
32. CZARNOCKI. *Stratigraphie et tectonique des form. paléoz. anc. d. le massif de St. Krzyz.* (Trav. Soc. Sc. Warschovie, N. 28, 1919).
33. COBÂLCESCU G. *Stud. geologice şi paleontol. asupra unor tărâm. terţiare.* (Bucureşti, 1883).
34. DUBOIS DE MONTPEREUX. *Géognosie in Ost-Galizien u. d. Ukrajna.* (N. J. f., Miner, 1833).
35. — *Conchiologie fossile et aperçu géognost. des form. du plateau Volhyni-Podolien.* Berlin, 1831.
36. DUNIKOWSKI E. *Brzegi Dniestru na Podolu galicyjskem.* (Kosmos, v. VI, 1881).
37. — *Geolog. Untersuch. in Russisch-Podolien.* (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., v. XXXVI, 1884).
38. DAMES W. *Geolog. Reisenotizen aus Schweden.* (Id. v. XLIII, 1891).
39. EICHWALD. E. *Geognostische Bemerkungen während einer Reise durch Lithauen, Wollynien u. Podolien im Jahre* 1829. (Karsten's Archiv. f. Miner., v. II, 1830).
40. — *Naturhistorische Skizze von Lithauen, Wollynien u. Podolien, etc.* (Wilno, 1830).
41. — *Geognost. zamieczanja o Litwie, Wolyni i Podolji.* (Gornyj Zurn. v. III, N. 7, 1840).
42. — *Einige vergleichende Bemerk. z. Geogn. Skandinaviens u. der westl. Provinzen Russlands.* (Bull. Soc. Natur. Moscou, v. XIX, N. I, 1846).
43. — *Geognozia preimuszczestvenno w otnoschenii k Rossü,* (1846.)
44. — *Die Grauwakenschicht v. Liv — u. Estland.* (Bull. Soc. Natur. Moscou, N. 27, 1854).
45. — *Letaea Rossica.* (Stuttgart, 1860).
46. ELLES AND SALTER. *The highest Silurian rocks of the Ludlow distr.* (Quarterly Journ. Geol. Soc. v. 62, 1906).
47. FRECH F. *Letaea palaeozoica* (V. 2, pt. I, Stuttgart, 1897).
48. FREBOLD H. *Z. Glider. d. Obersilurs in Gottland u. in Ostbalticum.* (Centralbl. f. Miner. etc., 1926).
49. — *Grundzüge im Charakterbilde d. epirogenen Beweg. Scandinaviens u. d. Balticums im Kambro-Silur.* (Geolog. Rundsch. v. XIX, N. 2, 1928).
50. GÜRICH G. *Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge.* (Denkschr. russ, miner. Ges. v. 2, N. 32, 1896).
51. GANE G. *Les richesses natur. de la Roumanie.* (Corresp. Econom. Roum., N. 4, 1924)
52. HAMERSKA M. *Old-red Podolien.* (Kosmos, v. 48, Lwow, 1923).

Institutul Geologic al României

53. HERITSCH F. *Faunen aus d. Silur d. Ostalpen.* (Abh. d. geol. Bundensanst. v. XXIII, N. 2, Wien, 1929).
54. HEDSTRÖM H. *Till fragan am Gotlands Silurstratigr.* (Geol. Fören. Förhandl., 1923).
55. HEDE E. *Faunan i kalksandstenens märgliga boltenlager söder Klintenhamn pa Gotland.* (Sveriges Geolog. Undersökning. Ser. C., N. 281, 1917).
56. — *Gotlands Silur-stratigr.* (Id., Arsbok 14, N. 7, 1920).
57. JANISCHEWSKY M. *On some reprezentatives of the upper Silurian Fauna of the Caucasus.* (Ann. Soc. Pal. Russie., v. II, 1917).
58. JONES O. *The Valentian Series.* (Quartely Journ. Geol. Soc. v. 77, 1921).
59. — *The geology of the Llandovery distr.* (Id., v. 81, 1925).
60. KOZLOWSKI R. *Les Brachiopodes Gotland. de la Podolie Polonaise.* (Paleont. Polonica, t. I, 1929).
61. KARPINSKY A. *Oczerki geolog. proschlogo Evrop. Rossii.* (Petrograd, 1919.)
62. — *K tektonike Evrop. Rossii.* (Izv. Acad. Nauk, 1919).
63. — *O rezultatah necotor. burovyh rabot v bassejne Pripiati.* (Id. N. 1, 1907).
64. KIAER I. *Das Obersilur im Kristianiagebiete.* (Christiania, 1908).
65. — *Etage 5 i Asker ved Kristiania.* (Norg. geol. unders. aarbog for 1902, Christiania, 1901).
66. — *A new downtonian fauna in the sandstone series of the Kristiania area.* (Vidensk. Skr. 1911, Christiania).
67. KETTNER R. A KODYM O. *Nova stratigr. Barrandienu.* (Časop. muz. kral., Česk, 1919)
68. KING W. B. R. *The upp. ordovicean rocks of the Berwyn hills.* (Quart. Jour. Geol. Soc. v. LXXIX, 1923).
69. KAYSER E. *Lehrbuch d. Geologie.* (V. 2, Stuttgart, 1923.)
70. KOKLIK S. *Hydrogeolog. oczer. okrestn. gor. Tscherkas.* (Kiew, 1917).
71. KUZNIAR G. *Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale.* (Bull. Serv. Géol. Pologne, v. I, N. 4—6, 1922).
72. KATZER F. *Geologie v. Böhmen.* (Prag, 1892).
73. LINDENBEIN H. *La Kuckersite.* (Bull. Soc. Botan. de Genève, 1921).
74. LERICHE M. *La limite entre le Silurien et le Dévonien.* (Bull. Soc. Belge de Géol. v. XXXII, 1922).
75. LILL DE LILIENBACH. *Description du bassin de la Galicie et de la Podolie.* (Mém. Soc. Géol. France, v. I, 1833).
76. LINDSTRÖM G. *Über die Schichtenfolge d. Silurs auf d. Ins. Gotl.* (N. J. f. Miner., etc., 1888).
77. LOMNICKI A. *Atlas geolog. Galicji,* (Zesz. IX, 1901).
78. LASKAREW W. *Carte géol. générale de la Russie.* Feuille 17. (Mém. Com. Géol. N. S. v. 77, 1914).
79. — *Note sur la tect. de la platef. cristal. de la Russie mérid.* (Bull. Com. Géol. v. XXIII, S. P. B., 1904).
80. LAMANSKY W. *Die ältesten silur. Schicht. Russlands.* (Mém. Com. Géol. N. S. v. 20, 1905).
81. LITSCHKOW B. *Quelq. données s. le relief et la tect. des terrains cristallins du massif de l'Ucraïne.* (Bull. Sect. Ucr. du Com. Géol. v. 5, 1924).
82. — *Sur les mouvements tect. du massif de l'Ucr.* (Id., v. 6, 1925).
83. — *Do gidrogeol. mist Podilja.* (Id., v. 3, 1922).
84. MRAZEC L. *Rocele verzi din conglom. terțiare ale Carpaților* (Dări de Seamă ale Șed. Inst. Geol. Rom. v. II. 1911).
85. — *Despre « Tutenmergel » și « structura curbicorticală ».* (Id., v. I. 1923).
86. — *Contrib. à l'étude de la Dépression subcarpatique.* (Bull. Soc. de St. v. IX, N. 6, 1910).

Institutul Geologic al României

87. MRAZEC L. şi POPESCU-VOITEŞTI I. *Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor Flişului.* (An. Inst. Geol. al Rom., v. V, 1911).
88. MACOVEI G. *Observaţiuni asupra liniei de încălicare Pecineaga-Camena.* (Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. Rom., v. III, 1912).
89. MURGOCI G. *Cercetări geol. în Dobrogea nordică.* (An. Inst. Geol. Rom., v. V, 1911).
90. MJELNIKOW M. *Fosfority Podolii i Bessarabii.* (Gornyi Žurn., 1884).
91. — *Geolog. izsledov. v oblasti pridnesrovskih fosforitov.* (Izv. Geol. Kom., v. III, 1884).
92. MOBERG I. *Guide for the princip. silur. district of Scania.* (Führer No. XL, z. Intern. Geol. Congr. in Schweden, 1910).
93. MALEWSKIJ K. *O silurjiskoi formacji Dniestrovskago basejna.* (Kiew, 1896).
94. MURCHISON A. *Geolog. opisanie Evrop. Rossji.* (Traducere în ruseşte de A. OZERSKY. S. P. B. 1894).
95. — *The Silurian System.* (London, 1839).
96. — *Siluria.* (London, 1859).
97. — *Putevyja zapiski czerez Bessarabiju.* (Žurn. Minist. Vnutr. Del. 1894).
98. ÖPIK A. *Über Trockenrisse u. Regenspur im Monograptusschiefer v. Hodcovičky* (Böhmen) *u. über die Enstehung d. Graptoliten-Schiefer überhaupt.* (Tartu, 1929).
99. OPPOKOW E. *Necotor danyia o burov. skvaźinah Polessjia.* (Bull. Com. Géol. v. XXV, S. P. B. 1906).
100. PUSCH B. *Über geogn. Konstitution d. Karpaten u. d. Nordkarpathen-Länder.* (Karsten's Archiv f. Miner., v. I, 1829).
101. — *Über die Form. in Podolien und dem südlichen Russland.* (Journ. d. Geolog. v. II, 1830).
102. — *Geogn. Beschr. v. Polen.* (Stuttgart, 1833—1836).
103. PETERS K. *Grundlinien z. Geogr. u. Geolog. d. Dobrudscha.* (Denkschr. Acad. Wien, v. XXVII, 1867).
104. POUCHTINSKY M. *Les résultats de l'étude des forages en Podolie,* etc.(Bull. Sect. Ucr. du Com. Géol. v. 8, 1926).
105. PALEJ R. *Sur le gisement des phosphorites de Djurjewca en Podolie.* (Id., v. 6, 1925).
106. PRELIPCEAN I. *Das Vorkommen v. Ripplemarken in Devon-Sandstein d. Dniester bei Zaleszczyki.* (Bull. Facult. de Şt. din Cernăuţi, v. II, fasc. 2, 1928).
107. PREMIK J. *Sur les Bryozoaires du Silurien de la Podolie polonaise.* (Trav. Serv. Géol. Pologne, v. I, 1921—1924).
108. RÖMER F. *Notitzen über d. silur. Schichten d. Gegend v. Zaleszczyki in Galiz.* (N. J. f. Miner., 1862).
109. RÜGER L. *Die Ergebnisse neuerer Untersuch. üb. d. estnisch. Kuckersit, etc.* (Geolog. Rundschau, v. XVII, No. I, 1926).
110. STUR D. *Der westliche Teil des Aufnahmsgebietes am Dniester in Galizien u. Bukowina, in dem Umgeb. v. Zaleszczyki.* (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1872).
111. — *Der östliche Teil d. Aufhnamsgeb. am Dniest. in Galiz. u. Bukow. in de· Umgeb. v. Mielnica.* (Id., 1872).
112. SZAJNOCHA W. O *stratigr. pokladow sylur. galicyjskiego Podola.* (Spraw. Kom. Fizjogr. A. U., v. XXIII, 1889).
113. SIEMIRADZKI J. *Monogr. warstw paleoz. Podola.* (Spraw. Kom. Fizj. A. U. t. XXXIX, 1906).
114. — *Die palaeoz. Gebilde Podoliens.* (Beitr. z. Paläont. u. Geol. Öst.-Ung., v. XIX, 1906).
115. — *Geologja Ziem Polskich.* (t. I, Lwow, 1922.)
116. STRONSKI F. *Przyczynek do fauny warstw paleoz. Podola.* (Kosmos, v. XXXVI, 1911).

Institutul Geologic al României

117. SCHMIDT F. *Einige Bemerk. über die Podolisch-Galizische Silurformation u. deren Petrefacten.* (Verh. d. k. k. Miner. Ges., t. X, S. P. B. 1875).
118. — *Notiz über die Silurform am Dniester in Podolien u. Galiz.* (N. J. f. Miner, 1873).
119. — *O silurjiskich okamenelostjach Podolji i Galicji.* (Trudy S. P. B. Obsch. Jestestvojsp. v. V. N. 2, 1874).
120. — *Über die russischen silur. Leperditien.* (Mém. Acad. Impér. S. P., B. v. XXI, ser. VII, N. 2, 1874).
121. — *Über die Pteraspiden überhaupt u. über Pteraspis Kneri insbesondere.* (Verh. d. k. k. Miner. Ges., t. VIII, S. P. B., 1873).
122. — *Untersuchung über die Silur-Form v. Esthland, Nord-Liwland und Ösel* (Archiv. f. d. Naturkunde, Liw- Esth- u. Kurlands, I. ser. t. II, No. I, Dorpat, 1858).
123. SAMOILOW I. *The phosphate deposits of Esthonia.* (Trudy Nauč. Inst. po udobr. Moscou, 1923).
124. SINZOW I. *Geolog. izsledov. Bassarabji i prileg. ciastei Cherson. gub.* (Mater. z Geolog. Russl., t. XI, 1883).
125. STILLE H. *Gründfragen d. vergleich. Tektonik.* (Berlin, 1924).
126. SAMSONOWICZ I. *Sur les sédiments paléoz. des envir. d'Ostrog et de Pelcza Volhynie.* (Bull. Serv. Géol. de Pologne, vol. II, 1923).
127. — *Sur la stratigr. du Cambr. et de l'Ordov. dans la part. orient des mont. de St.- Croix.* (Id., v. I, N. 1, 1920).
128. SCUPIN H. *Epirogenese u. Orogenese im Balticum.* (Acta et Comm. Tartuensis. a. XI, v. 3, 1927).
129. — *Beitr. z. Geol. d. Ostbalt. Länder.* (Centralb. f. Miner., Abt. B. N. I, 1928).
130. SIMIONESCU I. *La Plate-forme russe s'étend-elle jusqu'en Roumanie?* (Ann. Sc. Univ. Jassy. v. II, 1902).
131. — *Sur l'origine des Congl. verts du tertiaire carpatique* (Id., 1911).
132. — *Fauna devonică din Dobrogea.* (Acad. Rom. Mem. Secț. Șt. Ser. III, t. II, mem. I, 1924).
133. — *Tratat de Geologie.* (București, 1927).
134. — și CĂDERE D. *Sur la présence du Paléoz. en Dobrogea.* (Ann. Sc. Univ. Jassy, 1908).
135. SUESS E. *La face de la Terre,* (V. II, Paris, 1897).
136. TEISSEYRE W. *Calokształt plyty paleozoicznej Galicyjsk. Podola.* (Kosmos, a. XVIII, 1893).
137. — *Paleomorfologija Podola.* (Spraw. Kom. Fizj. A. U., t. XXIX, 1894).
138. — *Der palaeoz. Horst v. Podolien u. die ihn. umgebenden Senkungsfelder.* (Beitr. z. Palāont. u. Geol. Oest.-Ung. v. XV, 1903).
139. — *Atlas geol. Galicji,* (Sesz. VIII, 1900).
140. — *Les types tectoniques subcarpatiques.* (Posiedz. Nauk. Panstv. Inst. Geol. t. I, 1922).
141. TSCHIRWINSKI W. *Z. Frage üb. die mineralog. Natur. des russ. Phosphorite.* (N. J. f. Miner., etc. v. II, 1911).
142. — *Fosfority Ucrajny.* (K. E. P. S., Petrograd, 1919).
143. TSCHIRWINSKI P. *Geolog. putevod. po ocruzn. Kjewa,* (Kjew, 1911).
144. TSCHERNYSCHEW TH. *Das Unterdevon am Osthang des Urals.* (Mém. Com. Géol. t. IV, S. P. B., 1893).
145. TEICHERT C. *Stratigr. u. palāont. Untersuch. in unteren Gotl.* (Tamsal-Stufe) *des*

Institutul Geologic al României

westl. Estland und d. Ins. Dago. (N. J. f. Miner. etc., Beilagebd. LX, Abt. B., 1928).

146. TROEDSON G. *Skanes Brachiopoden-Skiffer.* (Lunds Univ. Arsskr. N. F. Avd 2. Bd. 15, N. 3, 1918).

147. UHLIG V. *Bau u. Bild d. Karpaten.* (Wien, 1903)

148. VĂSCĂUȚANU TH. *Asupra prez. Ordov. în bas. Moldo-Podolic.* (Acad. Rom. Mem. Secț. Șt., Ser. III, t. V, mem. II, 1929).

149. — în I. SIMIONESCU. *Tratat de Geologie,* (V. p. 217, 1927).

150. — și SAVUL M. *Asupra fosforiților paleozoici din Nordul Basarabiei.* (An. Min. din Rom., an. X, No. I, 1927).

151. WIENJUKOW P. *O silurjiskich otlozen. Podolsk. gub.* (Westn. Jestestvozn. v. II, N. 8, 1891).

152. — *Die Fauna der silur. Ablager. des Gouv. Podolien.* (Mater. z. Geolog. Russlands, v. XIX, 1899).

153. WEIGELT I. *Geologie und Nordseefauna.* (Der Steinbr. t. XVI, N. 33—36, 1919).

154. WYRJIKOWSKI R. *Sur les trav. géol. et de prosp. dans la partie avoisinant le Dniester de la région phosphoritique de Podolie.* (Bull. Sect. Géol. Ucr. du Com. Géol. v. 5, 1924).

155. WIMAN C. *Die Silurbildungen im Wästergotl.* (Führer N. XXII z. Intern. Geol. Kongr. in Schweden, 1910).

156. — *Über die Borkholmer Schicht im Mittelbalt. Silurgeb.* (Bull. of the Univ. of Upsala. v. V, pt. 2, N. 10, 1901).

157. WISNIOWSKI T. *Zapiski geolog. z Podola.* (Spraw. Kom. Fizjogr. A. U., t. XXVI, 1891).

158. ZALESKY M. *Sur le sapropélite marin d'âge silur. formé par une algue Cyanophycee.* (Ann. de la Soc. Pal. de Russie, livr. I, 1916).

159. ZUBER R. *Über die Herkunft d. exotischen Gesteine am Aussenrande d. Karp. Flyschzone.* (Jahrb. d. k. k. g. Reichsanst., 1903).

160. ZYCH W. *Old-Red de la Podolie.* (Trav. Soc. Géol. Pologne, v. II, livr. I, 1927).

Institutul Geologic al României

CONȚINUTUL

Pagina

INTRODUCERE 425
ISTORIC 429

PARTEA I-a

DESCRIEREA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN MALUL ROMÂNESC AL NISTRULUI

I. Formațiunile paleozoice din valea Nistrului răspândite între localitatea Cerlina (jud. Soroca) și Gura-Resteului (jud. Hotin) 441
II. Sectorul dintre Gura-Resteului și localitatea Ruhotin, jud. Hotin 454
III. Sectorul bucovinean al văii Nistrului 468

PARTEA II-a

STRATIGRAFIA

I. FORMAȚIUNILE ORDOVICIENE DIN MALUL ROMÂNESC AL NISTRULUI.

1. Gresiile de Cosăuți 477
2. Șisturile verzi 479

Complexul superior de strate ordoviciene (Baia de Atachi)

3. Gresiile șistoase de Atachi 481
4. Șisturile de Naslavcea 482
a) Fauna 483
b) Fosforitele 483
c) Intercalațiunile bituminoase 487
d) Vârsta șisturilor de Naslavcea și condițiunile fizico-geografice în care s'au format 488
5. Gresiile de Molodova 489
a) Caracterele generale 489
b) Fauna gresiilor de Molodova 489
c) Analiza faunei gresiilor de Molodova 492
d) Corelațiunile faunei gresiilor de Molodova cu fauna diverselor orizonturi ordoviciene din țările nord-europene 493

Institutul Geologic al României

Pagina

e) Vârsta gresiilor de Molodova 495
f) Faciesul gresiilor de Molodova 496

II. FORMAȚIUNILE GOTLANDIENE.
A) *Complexul Bessarabian* 498
6. Strate de Resteu 498
a) Analiza faunei și poziția stratigrafică 500
7. Strate inferioare cu corali și brachiopode 502
a) Șisturi marnoase cu Strophomenide 502
b) Șisturi calcaroase cu *Favosites* 506
c) Caracteristica generală a faunei 511
8. Strate de Hotin 513
a) Calcare dolomitice. Constituția, fauna și raporturile stratigrafice. . 514
b) Șisturi cu *Eurypterus*. Caracterele generale, fauna și vârsta 515
9. Stratele superioare cu corali și brachiopode. Caracterele generale . . . 516
a) Analiza faunei 520
10. Strate de Ruhotin 524
a) Analiza faunei 526
B) *Complexul Bucovinean de strate Gotlandiene* 529
11. Șisturi de Onut 530
a) Analiza faunei. Faciesul estic cu brachiopode 534
b) Faciesul vestic cu cephalopode și lamellibranchiate 535
c) Caracterele faciale și vârsta șisturilor de Onut 537
12. Gresii de Babin 541
a) Originea stratelor de Babin 542
b) Poziția stratigrafică a stratelor de Babin 543

PARTEA III-a

CONSIDERAȚIUNI PALEOGEOGRAFICE

1. Natura și originea substratului sedimentelor paleozoice din B. M. P. Diferențiarea B. P. M. P.; evoluția lui în faza inferioară a Ordovicianului. Șisturile verzi din valea Nistrului, cele din Dobrogea și elementele « exotice » din Carpați 546
2. Evoluția Basinului Moldo-Podolic în faza mijlocie și superioară a Ordovicianului. Reducerea B. M. P. Baia de Atachi. Evenimentele sincronice din regiunile vecine 550
3. Evoluția B. M. P. în jumătatea inferioară a Gotlandianului. Caracterul general al transgresiunei gotlandiene. Tipul paleo-zoogeografic al primelor depozite. Penetrația formelor allochtone. Basinul Crimo-Caucazian și legăturile lui geografice 552
4. Evoluția B. M. P. în faza superioară a Gotlandianului. Caracterul litologic al depozitelor. Condițiunile fizico-geografice în comparație cu cele dela sfârșitul Ordovicianului. Faza finală a B. P. M. P. 556

Concluziuni paleogeografice generale

Originea depresiunei M. P. Caracterele batimetrice ale B. P. M. P.; oscilațiunile de nivel; caracterul general ca provincie zoogeografică a B. P. M. P. Originea limitelor actuale ale depozitelor B. P. M. P. 559

Institutul Geologic al României

PARTEA IV-a

PALEONTOLOGIE

FAUNA GRESIILOR DE MOLODOVA — Pagina

Streptelasma europaeum F. ROEMER 563
Palaeocystites bessarabianum n. sp. 564
Esthonipora communis BASSLER 565
Orthis calligramma DALM. var. *virgata* SOW. 566
Platystrophia biforata SCHLOTH. var. *fissicostata* MC. COY. 567
Dalmanella testudinaria DALM. 567
Strophomena corrugatella DAVIDS. 568
» *Assmussi* VERN. 568
Modiolopsis incrassata EICHW. 569
Murchisonia rudis KO. 569
Holopea reticulata n. f. 570
Discoceras antiquissimum EICHW. 570
Illaenus Roemeri VOLB 571
» *angustifrons* var. *depressa* HOLM. 571
Calymmene (Pharostoma) pulchra BEYR. 572
Proetus cfr. *modestus* TORNQ. 572
Lichas laciniatus WAHL 572
» *affinis* ANG. 573
» *Eichwaldi* NIESZK. 573
Platylichas planifrons ANG. 574
» *cicatricosus* LOV 574
Chasmops maximus F. SCHM. 575
LITERATURA 576

Institutul Geologic al României

LES FORMATIONS SILURIENNES DE LA RIVE ROUMAINE DU DNIESTER

(CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU PALÉOZOÏQUE DU BASSIN MOLDO-PODOLIQUE)

PAR

TH. VĂSCĂUTZANU

(Résumé)

INTRODUCTION

C'est un fait connu dans la littérature géologique que, dans la zone du bassin du Dniester, l'activité érosive des rivières a fait surgir, de sous les couches géologiques de formation plus récente, aussi des formations paléozoïques.

Celles-ci sont répandues dans la Podolie polonaise, allant au nord jusqu'à Tarnopol, à l'ouest jusqu'à Uscieczko-Trembovlia, dépassent à l'est Zbruczi, dans la Podolie appartenant à l'Ukraine, d'où elles s'étendent ensuite vers le nord jusqu'à Tarnaruda et vers l'est jusqu'à Iampol.

Le territoire occupé par ces dépôts a été divisé entre deux états voisins, de sorte que les études faites jusqu'à présent à leur sujet ont le caractère de monographies régionales. Par suite de cet état de choses les rapports stratigraphiques entre les couches paléozoïques des deux secteurs podoliques, déposées sans doute dans un seul bassin, n'ont pu être précisés de manière satisfaisante. On éprouvait par conséquent le besoin de poursuivre toutes ces formations d'après un seul profil, et à ce point de vue c'est la Roumanie qui offre aujourd'hui les conditions les plus avantageuses.

A la suite de l'union de toutes les provinces roumaines, qui a eu pour effet de modifier les frontières entre les états, tous les termes stratigraphiques connus en ce qui concerne les formations paléozoïques podoliennes affleurent sur la rive roumaine du Dniester.

On commence à rencontrer les formations paléozoïques de la rive roumaine du Dniester dès la frontière polono-roumaine. Elles continuent ensuite presque sans interruption vers le sud-est jusqu'à Cerlina, dans le

Institutul Geologic al României

district de Soroca, qui est en même temps aussi le point extrême qu'atteignent ces formations dans leur développement horizontal.

La rive roumaine du Dniester est, par conséquent, un profil naturel de tout le bassin paléozoïque podolique.

La présente étude représente le résultat des études que nous avons faites depuis 1925, tant sur le terrain qu'au laboratoire. La plupart de nos travaux ont été exécutés dans le Laboratoire de géologie et de paléontologie de l'Université de Iassy. Quant à l'étude paléontologique de la faune que nous avons recueillie dans ces formations, nous l'avons effectuée au Barrandeum, au Musée National de Prague, de 1927 à 1929.

Nous tenons à exprimer ici avant tout le sentiment de notre vive reconnaissance à notre maître, M. le prof. I. SIMIONESCO, qui a bien voulu diriger nos travaux et nous accorder son bienveillant concours pendant toute la durée de cette étude, nous facilitant la tâche par tous les moyens dont il disposait. Qu'il veuille bien nous permettre de lui dédier ce modeste ouvrage.

Nous remercions de tout cœur MM. les professeurs I. BIANU, président de l'Académie Roumaine, et L. MRAZEC, ancien directeur de l'Institut Géologique de Roumanie, pour l'aide matérielle qu'ils ont bien voulu nous accorder à plusieurs reprises.

Nous exprimons nos plus chaleureux remerciements à M. le prof. R. KETTNER, directeur de l'Institut de Géologie près l'Université de Prague, à M. le Dr. J. KOLYHA, chef du Barrandeum, et à M. O. KODYM, maître de conférences et géologue en chef de l'Institut Géologique de la République Tchécoslovaque, qui nous ont entouré de la plus grande sollicitude durant notre séjour dans leur pays hospitalier.

Nous remercions également M. le prof. R. KOZLOWSKI, de l'Université de Varsovie, pour l'extrême amabilité avec laquelle il a bien voulu nous montrer certaines formes de la faune des formations paléozoïques de la Podolie polonaise, contenues dans ses collections, et pour les indications bibliographiques qu'il nous a fournies.

Institutul Geologic al României

I-ère PARTIE

DESCRIPTION DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES AFFLEURANT SUR LA RIVE ROUMAINE DU DNIESTER

Dans cette partie nous avons suivi progressivement, du sud au nord, l'ordre de succession, les caractères pétrographiques et les variations de la faune dans les couches paléozoïques, tels qu'ils on été observés tant sur la rive du Dniester, que dans d'autres affleurements naturels accessibles aux observations directes.

Pour des raisons de méthode et pour faciliter la description, nous avons divisé la vallée du Dniester en trois secteurs caractérisés par des formations plus ou moins différentes en tant que constitution pétrographique et faune, à savoir:

1. Le secteur compris entre la localité Cerlina (district de Soroca) et l'embouchure du Resteu (district d'Hotin). (Voir les profils de la fig. 1—8 du texte roumain).

2. Le secteur compris entre l'embouchure du Resteu et la localité Ruhotin (district d'Hotin). (Voir les profils de la fig. 9—14 du texte roumain).

3. Le secteur bucovinien de la vallée du Dniester. (Voir les profils de la fig. 15—18 du texte roumain).

Si l'on suit le développement des formations paléozoïques sur la rive bessarabienne du Dniester, dans le secteur compris entre Cerlina et l'embouchure du Resteu, on observe que la stratification des couches, primitivement horizontale, a été modifiée par la suite. En général, les couches paléozoïques, comprises dans le secteur ayant fait l'objet de notre étude, forment dans leur totalité de larges ondulations de petite amplitude. Dans la zone comprise entre Resteu-Atachi (district d'Hotin) et Neporotova, l'ensemble paléozoïque forme une large dépression synclinale, suivie vers l'est et l'ouest de couches légèrement voûtées. Entre Neporotova et Naslavcea les couches sont légèrement voûtées, mais à partir d'Atachi (district de Soroca) elles plongent doucement vers le sud-est, jusqu'à ce qu'elles disparaissent sous les formations mésozoïques à Soroca. On ne les rencontre plus au-dessus du niveau de l'érosion qu'au coude de Cerlina, d'où elles disparaissent ensuite entièrement de la constitution des rives du Dniester.

Institutul Geologic al României

Mais en dehors de ce type de dislocation générale, où se trouvent engagées aussi des formations géologiques plus récentes sur des étendues plus vastes, il existe des zones où les couches paléozoïques sont été ultérieurement plissées, taillées ou fracturées sur des points isolés et sur des étendues restreintes. Ces phénomènes sont assez fréquents dans les environs de Molodova.

On peut observer une dislocation à caractère de flexure un peu plus à l'est de Molodova, vers Corman. On observe aux environs de l'embouchure de « Râpa lui Martin » que les couches paléozoïques formant le lit de ce petit vallon ont une inclinaison prononcée dans la direction nord-ouest, sous un angle de 30° (pl. II, fig. 3).

Au fur et à mesure que l'on avance vers le fond de la vallée, on observe que cette inclinaison des couches est précédée d'une flexure qui, elle aussi, est assez prononcée. (Planche II, fig. 2).

Fait intéressant à noter, cette flexure se manifeste aussi dans d'autres escarpements et vallons des environs de la rivière Molodova, sur une zone de près de 5 km. de longueur.

Outre ce genre de dislocations des couches paléozoïques, on observe encore, dans les limites du secteur, qu'à certains endroits les couches ont aussi subi des déplacements verticaux. C'est ainsi que la rive du Dniester, près de Polivanov Jar, sur la route menant à Comarova, est formée dans sa partie supérieure d'un banc de grès fin, schisteux, qui surmonte des schistes argileux micafères, noirs, bitumineux. Ceux-ci sont suivis de schistes foncés, sablonneux, alternant avec d'autres schistes plus argileux, finement stratifiés.

Il sied de faire observer que sur ce point toute la série de couches est déplacée verticalement selon une ligne de fracture, de telle sorte que la partie est a été élevée de 4 à 5 mètres par rapport à la partie opposée. Les sommets des blocs dénivelés sont hachurés en sens inverse et la crevasse provoquée a été cicatrisée avec une veine de calcite de quelques centimètres d'épaisseur. Nous devons aussi mentionner le fait qu'il existe ici une source ayant un débit moyen d'eau et une température basse, même en été par les plus grandes chaleurs. (Pl. III, fig. 2).

Au coude de Cerlina, où les couches paléozoïques apparaissent pour la dernière fois sur la rive du Dniester, on observe qu'elles sont inclinées vers le sud-ouest et que les couches supérieures de schistes argileux verts présentent de petits plis irréguliers.

La manière dont sont disposées les couches paléozoïques sur la rive du Dniester, dans le secteur compris entre Resteu et Ruhotin, montre qu'elles aussi ont été soumises au même type de dislocation générale, sous forme de vastes ondulations de petite amplitude, tout comme celles du secteur que nous avons étudié antérieurement.

Dans la zone des trois grands coudes du Dniester, à Gruşeva, Măcăreuca et Voronovița, les dépôts paléozoïques atteignent des épaisseurs considérables,

Institutul Geologic al României

mais à partir de Moșaneț, vers l'ouest, les couches subissent une légère inclinaison dont la direction dans le secteur correspondant de l'Ukraine serait, selon WIENJUKOW (120), de 300° nord-ouest. Au sud-est d'Hotin les couches plongent en sens inverse, de sorte que, considérées dans leur ensemble entre Hotin et Percăuți, elles forment une large dépression synclinale que SINZOW (47) avait d'ailleurs déjà constatée auparavant.

A partir d'Hotin, en allant dans la direction de Gheorghieuți, les couches commencent de nouveau à se voûter, pour descendre ensuite dans la zone de Râșcov, où elles inclinent sous un angle de 5°, tel qu'il a été récemment constaté par KOZLOWSKI sur la rive polonaise du Dniester (60).

Dans certaines zones appartenant à ce type de dislocation, où la pression latérale ou la tension des couches a atteint son maximum, il s'est produit des phénomènes de dislocation à caractère local en liaison avec la composition pétrographique des divers horizons. Ainsi, sur divers points faisant partie des zones de dépression, les horizons schisteux sont faiblement ondulés, alors que les horizons calcaires sont traversés par de nombreuses diaclases.

C'est probablement toujours aux phénomènes tectoniques qu'il faut attribuer le fait que sur certains points les calcaires dolomitiques ont un aspect de ruine prononcé, par suite des nombreuses crevasses verticales et obliques. (Planche IV fig. 2 b).

On rencontre souvent, dans la zone comprise entre Râșcov et Ruhotin, des flexures du type de celles décrites dans les schistes sablonneux des environs du vallon de Molodova, quoique plus faiblement prononcées.

Institutul Geologic al României

II-ème PARTIE

STRATIGRAPHIE

Il résulte tant de l'étude de la succession des couches paléozoïques sur la rive gauche du Dniester, que de celle de la faune fossile contenue dans ces couches, que la sédimentation des formations dans le Bassin moldo-podolique a commencé dans l'Ordovicien et a continué ensuite sans interruption jusqu'à la fin du Gothlandien.

CHAPITRE I-er

LES FORMATIONS ORDOVICIENNES DE LA RIVE ROUMAINE DU DNIESTER

On rencontre des formations ordoviciennes, développées de manière ininterrompue, sur les rives du Dniester, depuis l'embouchure du Resteu (district d'Hotin), où elles apparaissent au-dessus du niveau d'érosion, jusqu'à Soroca, où elles plongent sous les formations mésozoïques, disparaissant des profils naturels. Elles réapparaissent cependant au-dessus du niveau actuel d'érosion dans les environs de Cerlina, sur une distance d'environ 500 mètres, pour disparaître ensuite définitivement de la constitution de la rive du Dniester, en aval.

Dans toute la zone où l'on rencontre ces formations qui s'étendent sur une longueur de 150 km. en ligne droite, le système ordovicien comprend des couches variées en tant que constitution pétrographique, âge et répartition.

Nous distinguons les unités stratigraphiques suivantes:

1. Grès de Cosăuți.
2. Schistes verts.
3. Grès d'Atachi.
4. Schistes de Naslavcea.
5. Grès de Molodova.

1. Les grès de Cosăuți

Le premier terme du Paléozoïque du Bassin moldo-podolique est formé de grès gris-clair, verdâtres ou jaunâtres plus compacts ou plus friables,

Institutul Geologic al României

stratifiés en couches épaisses. A Cosăuți, ces sédiments se sont déposés directement sur la plateforme cristalline, sans que leur constitution pétrographique ait cependant subi des modifications au contact du substratum granitique.

Nous rencontrons pour la première fois cette formation dans la vallée du Dniester, près de Cerlina (district de Soroca), où elle apparaît, au-dessous des formations crétacées, sous forme d'île isolée d'environ 500 mètres de largeur. Les couches pointent faiblement au-dessus du niveau d'érosion et sont légèrement inclinées vers le nord-ouest. Ce point est en même temps, dans l'aire de répartition des formations paléozoïques du Bassin moldo-podolique, le plus extrême vers le sud-est.

Entre Cerlina et Soroca il n'y a pas d'affleurements de couches paléozoïques dans la constitution des rives du Dniester, celles-ci étant immergées sous le niveau d'érosion actuel de la rivière. Un peu au nord-ouest de Soroca, près de Cosăuți, les grès réapparaissent et atteignent bientôt un grand développement. On les rencontre ensuite sans interruption dans les profils naturels de la rive du Dniester et plus loin, vers le nord-ouest. Nous les rencontrons pour la dernière fois dans cette direction près d'Atachi, dans le district de Soroca, où ils descendent de nouveau au-dessous du niveau d'érosion actuel du Dniester (fig. 2).

Les éléments constitutifs des grès de Cosăuți proviennent du matériel détritique formé à la suite de l'érosion de la plateforme cristalline ukrainienne, de sorte que par endroits ils renferment tous les éléments des granits, acquérant la composition minéralogique d'une arcose. A la partie supérieure, cet horizon est constitué généralement d'éléments plus fins, dont les dimensions augmentent graduellement en allant vers la base.

Nous avons observé dans les couches supérieures de grès, à Cosăuți, la présence de « ripple-marks ».

Nous n'avons rencontré aucune trace de vie dans les grès de Cosăuți.

Comparant les grès de Cosăuți de la vallée du Dniester aux formations paléozoïques de la région de Sandomir, SIEMIRADZKI (113—115) est d'avis que cette formation est d'âge cambrien.

Il est très difficile de se prononcer quant à l'âge de ces couches, par suite du manque d'arguments d'ordre paléontologique. A en juger d'après les rapports stratigraphiques à l'égard d'autres horizons supérieurs, nous sommes d'avis que l'on peut ranger les grès de Cosăuți dans la même catégorie que les grès glauconitiques de Miedzigorz, à *Obolus siluricus* EICHW. des monts de Sandomir.

Selon toute probabilité ces couches du Dniester ne sont pas plus jeunes que les couches de « Glauconitsand » des régions baltiques, représentant par conséquent dans le bassin moldo-podolique les couches inférieures de l'Ordovicien.

Institutul Geologic al României

2. Les schistes verts

Les grès de Cosăuți sont surmontés partout de schistes argileux, pour la plupart de couleur vert clair. En ce qui concerne sa répartition, cet horizon est en étroit rapport avec le précédent. Tous les deux apparaissent et disparaissent sur les mêmes points, progressivement l'un après l'autre, à de petits intervalles. Ils font tous les deux partie de l'île paléozoïque entre Cerlina et Zaluceni; vers le nord-ouest ils font leur réapparition un peu avant les grès de Cosăuți, émergeant au-dessus du niveau d'érosion sur la rive du Racovăț, à Soroca. Vers l'ouest ils s'étendent ensuite au-dessus des grès, avec lesquels ils forment la rive paléozoïque du Dniester jusqu'à Atachi (district de Soroca), pour disparaître l'un après l'autre un peu plus à l'ouest de cette localité.

Cet horizon est formé de schistes argileux peu variés comme constitution et aspect. De Soroca jusqu'à proximité d'Unguri prédominent des argiles fines, schisteuses, de couleur vert pâle, avec par endroits des taches couleur de rouille. Ces argiles sont formées de matériel détritique très fin, sont facilement friables, tendres et grasses au toucher. Vers Unguri ces argiles deviennent plus compactes, présentant des intercalations brunes, violettes ou vertes, bariolées de taches brunes ou jaunes. (Pl. I, fig. 1; Pl. V, fig. 2).

Tous ces dépôts sont exclusivement composés de matériel argileux et, lorsqu'ils sont très compacts, ils prennent sur certains points l'aspect de schistes silicieux ménilitiques. L'examen microscopique montre qu'ils sont constitués de matériel détritique fin, dans lequel se trouvent mélangées, en quantités variant selon les cas, aussi des paillettes de mica de grandes dimensions. Parmi ces éléments on trouve, plus ou moins uniformément répandue, une substance chloritique verte, ou brune dans certains autres horizons, qui imprime aux couches leur couleur caractéristique.

Nous n'avons trouvé aucune trace de vie dans les schistes verts. Quant à l'âge de cet horizon, la seule chose qu'on puisse affirmer en toute certitude c'est qu'il est plus ancien que les grès de Molodova, dans lesquels nous trouvons des éléments roulés, provenant des schistes verts.

Outre le fait qu'aux schistes verts a succédé dans le Bassin moldopodolique la phase du complexe supérieur ordovicien, nous pouvons aussi, pour préciser l'âge de cet horizon, nous servir de certains indices pétrographiques. Nous avons observé qu'un élément chloriteux de nature glauconitique entrait pour une bonne part dans leur constitution minéralogique. La présence de la glauconie dans les couches de la moitié inférieure de l'Ordovicien baltique est considérée comme leur caractéristique, de même qu'elle ne manque pas non plus dans les couches inférieures ordoviciennes des monts Sandomir.

Institutul Geologic al României

Par rapport à l'âge des couches immédiatement suivantes, les schistes verts doivent être considérés comme un horizon supérieur des couches inférieures ordoviciennes, équivalant à l'horizon supérieur à glauconie des régions baltiques (Glaukonitkalk, Limbata Planilimbatakalk) et à l'étage Skiddavien du Pays de Galles.

LE COMPLEXE SUPÉRIEUR DE COUCHES ORDOVICIENNES (BAIE D'ATACHI)

Aux schistes verts vient se superposer, dans le Bassin moldo-podolique, un complexe de couches plus ou moins synchroniques entre elles, mais variant toutefois en tant que facies lithologique et paléontologique.

La caractéristique principale de ce complexe est qu'il représente non seulement une unité stratigraphique, mais aussi une unité paléomorphologique bien distincte.

La vallée du Dniester, dans le secteur de répartition horizontale des formations de ce complexe, nous offre un profil naturel comprenant tous les éléments morphologiques constitutifs d'un bassin fossile.

Nous trouvons les dépôts de ce bassin, fort bien développés, sur la rive roumaine du Dniester, de Resteu-Atachi, dans le district d'Hotin, jusqu'à Atachi, dans le district de Soroca, et pouvons les suivre sur une distance de 80 km. en ligne droite. Ces dépôts constituent la majeure partie des formations ordoviciennes du Bassin moldo-podolique, pouvant atteindre une épaisseur d'environ 500 m. Les roches entrant dans la composition de cette unité sont variées en tant que constitution pétrographique, faune et répartition. On constate qu'en général le centre du bassin est rempli de sédiments fins, argileux, qui ont conduit à la différenciation de certains schistes bruns bitumineux. Ceux-ci passent latéralement et progressivement aux schistes gréseux et aux grès qui encadrent les dépôts argileux mentionnés, tant dans la partie orizontale que dans la partie occidentale du bassin.

Nous distinguerons dans ce complexe trois unités bien déterminées au point de vue pétrographique et d'une valeur plus ou moins grande au point de vue stratigraphique, à savoir:

Les grès schisteux d'Atachi,
Les schistes de Naslavcea,
Les grès de Molodova.

3. Les grès schisteux d'Atachi

Définition, faune et âge. Ces dépôts surmontent normalement les schistes argileux polycolores et les accompagnent à partir de Naslavcea jusqu'en aval d'Unguri (district de Soroca).

Les couches formant cet horizon peuvent être facilement distinguées dans le complexe paléozoïque, d'après la stratification caractéristique qu'elles

Institutul Geologic al României

présentent. Des couches de diverses épaisseurs, nuances et variations s'imbriquent sous divers angles, présentant dans leur ensemble l'aspect de stratification entrecroisée (fig. 2, page 443 du texte roumain. Pl. I, fig. 2).

Ce qui prédomine, ce sont les schistes gréseux de couleur gris pâle, avec des nuances verdâtres ou brunâtres, formés de petits grains de sable cimentés en une pâte verte, brune ou jaune. La schistosité est souvent curbicorticale, la roche pouvant cliver sous forme de croûtes dont les surfaces sont irrégulièrement ondulées. Le plus souvent ces croûtes sont séparées entre elles par des couches très minces, irrégulières, d'une matière d'un vert sale, argileuse, micafère. Parfois elles sont formées d'éléments petits, arrondis et plissotés, cimentés par une masse sableuse et argileuse et ne différant pas, en tant que constitution minéralogique, du ciment environnant. Dans ce dernier cas, la couche présente un aspect micro-conglomératique dont tous les éléments sont homogènes. Ce ne sont pas des éléments étrangers, transportés, mais probablement des éléments provenant des lieux mêmes, d'une vase argilo-sablonneuse qui a été roulée par de petites vagues.

Nous rencontrons bien souvent sur la surface des couches des traces de vagues ou des vernis de dessication sous forme de minces croûtes ferrugineuses (planche V, fig. 1).

Les traces de vie que l'on rencontre dans cet horizon sont assez faibles. On rencontre plus souvent des traces du type « hiéroglyphe » ou des empreintes aux contours plus ou moins réguliers, elliptiques, dont la longueur varie de 2 à 10 cm. (planche V, fig. 3).

On pourrait, d'après les rapports stratigraphiques dans lesquels se trouvent la majeure partie des grès d'Atachi à l'égard des schistes de Naslavcea, déduire leur synchronisme. Toutefois les horizons inférieurs des grès d'Atachi sont plus anciens que les schistes de Naslavcea, à la base desquels nous trouvons des formations analogues aux couches gréseuses situées au-dessus des schistes polycolores d'Atachi. Dans ce cas nous pourrions soupçonner que la base des grès d'Atachi représente un horizon équivalant au niveau Vaginatenkalk (Asaphuskalk, Orthocerenkalk) des régions baltiques ou des couches de Llandeilo du Pays de Galles.

Les horizons supérieurs représentent une variation faciale des schistes de Naslavcea, synchronique et homotype par rapport aux schistes sablonneux micafères qui se développent plus à l'ouest sous les grès de Molodova; ils sont par conséquent équivalents aux couches de Kuckers et à l'horizon à *Echinosphaerites* d'Esthonie.

La position stratigraphique des grès d'Atachi ressortira mieux des considérations qui suivront sur les formations du complexe inférieur ordovicien de la vallée du Dniester, et tout particulièrement de l'étude sur les conditions physico-géographiques et dynamiques de la baie d'Atachi.

Institutul Geologic al României

Il n'est guère difficile de rétablir le facies des grès d'Atachi. Les caractères pétrographiques, la stratification entrecroisée, la structure curbicorticale des couches et particulièrement les traces de vagues et de dessication que l'on rencontre souvent, tout cet ensemble plaide en faveur d'un régime éminemment littoral.

4. Les schistes de Naslavcea

Répartition et caractères généraux. A partir de l'embouchure du Resteu vers l'ouest, sous les grès de Molodova apparaissent des schistes fins, sablonneux, micacés, verts ou gris foncé, qui alternent parfois avec des couches plus fines de schistes argileux micacés, bruns jusqu'à brun foncé, bitumineux (pl. I fig. 3). Ces couches présentent une schistosité tantôt très fine et régulière, tantôt irrégulière et curbicorticale. Les intercalations de strates gréseuses gris foncé, formées d'éléments fins, sablonneux et de paillettes de mica, sont fréquentes au commencement. Cette formation, qui commence à partir de Comarova, forme la majeure partie de la rive paléozoïque et atteint par endroit jusqu'à 50 m. d'épaisseur. De Corman à Neporotova les intercalations de schistes argileux deviennent de plus en plus volumineuses, jusqu'à ce que la formation passe entièrement à des schistes fins argileux, gris-vert ou bruns, d'une schistosité très régulière et fine; la roche se débite en feuilles minces, de l'épaisseur d'une carte de visite. Il sied de faire observer que, simultanément aux modifications pétrographiques décrites ci-dessus, ont fait leur apparition dans les schistes de Naslavcea des concrétions rondes, phosphoritiques, et des intercalations minces, lenticulaires, d'une roche noire à caractère bitumineux prononcé. Le facies décrit atteint son maximum de développement près de Naslavcea, où il est découvert par l'érosion jusqu'à une épaisseur d'environ 50 m. et élevé jusqu'à la cote de 115 m. de niveau absolu.

Au fur et à mesure que les schistes de Naslavcea se rapprochent, dans leur répartition horizontale, de la localité d'Atachi, dans le district de Soroca, ils deviennent de nouveau plus sablonneux, contenant en quantités plus élevées des paillettes de mica et des intercalations gréseuses, jusqu'à ce qu'ils passent aux grès d'Atachi.

La faune. Jusqu'à présent les schistes de Naslavcea n'ont fourni aucune forme ayant une valeur stratigraphique. La plupart de ces formes sont de dimensions microscopiques et représentent de petits corpuscules globulaires ou ovales dont le diamètre varie de 0,15 à 0,5 mm. (145). On trouve ceux-ci dans les intercalations à caractère bitumineux plus prononcé, et selon toutes probabilités ils représentent des restes d'algues. On ne trouve les restes macroscopiques que très rarement. Nous n'avons réussi à rencontrer qu'une empreinte effacée du type d'un fucoïde dichotomique ramifié, quelques

Institutul Geologic al României

formes écrasées de Lingulides ou d'Obolides, de petits Gastéropodes et un fragment du cranidium d'un Asaphide.

Les phosphorites. Les schistes de Naslavcea situés dans la zone du secteur entre Neporotova et Mereșeuca renferment des concrétions sphériques connues de longue date sous la dénomination de phosphorites [1]). Ils ne forment pas une couche continue, mais se trouvent disséminés de manière irrégulière dans toute l'épaisseur des couches des horizons supérieurs. Parfois plusieurs concrétions sont agglomérées en un seul endroit, où elles forment des nids irréguliers ou lenticulaires. Plusieurs petits individus, cimentés en une masse brune compacte, forment souvent des concrétions mamelonnées (planche VI, fig. 1).

Outre les phosphorites on rencontre des formations du type dit « cone-in-cone » ou « Tutenmergel » [2]) (planche VII, fig. 3).

La genèse des phosphorites des schistes de Naslavcea n'est pas encore clarifiée, en dépit des nombreuses opinions qui ont été émises à ce sujet.

W. TSCHIRWINSKY (141—142) est d'avis que la source initiale du phosphore provient de la désagrégation des granits de la plateforme cristalline ukrainienne, qui contiennent des quantités considérables d'apatite.

I. SAMOILOV (123) semble être plus près de la vérité. Il suppose que le phosphore proviendrait de restes de Brachiopodes, à en juger d'après l'analogie avec les phosphorites d'Esthonie, où l'on rencontre en effet, dans les couches contenant des phosphorites, de grandes agglomérations de Brachiopodes. Cette supposition n'est cependant pas applicable aux phosphorites des couches de Naslavcea qui ne recèlent que très rarement des restes de Brachiopodes.

Il est incontestable qu'en ce qui concerne nos phosphorites nous avons affaire à des b i o l i t e s, mais nous croyons que leur différenciation a emprunté une autre voie que celle supposée par SAMOILOV.

On a aussi longuement discuté sur les conditions bathymétriques ayant présidé à la formation des phosphorites paléozoïques, particulièrement en ce qui concerne les phosphorites suédois.

Partant de données océanographiques récentes, selon lesquelles la présence de phosphorites a été constatée dans les grandes profondeurs,

[1]) Les phosphorites des schistes de Naslavcea ont déjà été traités par nous dans une étude (150) faite en collaboration avec M. SAVUL.

[2]) On rencontre des formations de ce type fort souvent dans le flysch carpatique et dans les couches de Zahoržani, aux environs de Prague. On suppose que celles-ci, tant en Bohême que chez nous, proviennent de pressions latérales combinées avec d'autres pressions verticales au cours du plissement des couches.

Cette théorie n'est pas applicable aux formations des schistes de Naslavcea. Fort probablement celles-ci, tout comme la structure « curbicorticale » (Krummschalige Struktur) des couches, doivent être considérées comme des formations primordiales, dues à des causes d'ordre physique et chimique.

Institutul Geologic al României

I. ANDERSSON (12) admet l'existence de conditions analogues aussi en ce qui touche aux phosphorites paléozoïques.

Cette opinion semble pourtant contredite maintenant par la découverte récente, faite en Suède, qu'en dehors de phosphorites on a aussi trouvé des conglomérats glauconitiques, de sorte que l'auteur, pour sauver le critérium bathymétrique des phosphorites, a dû alléguer la théorie des érosions sous-marines.

A notre avis, exprimé déjà dans l'étude mentionnée, il est fort probable que les phosphorites du Dniester ont pris naissance dans une lagune quelque peu troublée par un apport de matériel détritique du continent. Un riche plancton fournissait de grandes quantités de matière organique morte qui, soumise aux phénomènes de désagrégation et de recombinaison sous l'eau, a engendré la différenciation des phosphorites.

Les structures macroscopique et microscopique de phosphorites des schistes de Naslavcea semblent, en ce qui concerne le mécanisme de leur formation, devoir confirmer l'opinion de LACROIX au sujet de la genèse des quercytes.

Les intercalations bitumineuses. Outre les phosphorites, on rencontre encore dans les schistes de Naslavcea de minces intercalations lenticulaires d'une roche marneuse brune, donnant des cassures conchoïdales. Les surfaces fraîches présentent un éclat mat nacré, et à la loupe on peut observer une microstratification et de petites traces rondes ou ovalaires, faisant saillie ou creusées dans la roche et disséminées de manière irrégulière ou agglomérées.

De minces lamelles prélevées sur de pareilles roches et soumises à la flamme d'une bougie brûlent avec une flamme longue, fumeuse, répandant une odeur de pétrole brûlé. L'analyse chimique élémentaire révèle la composition suivante:

Eau	à l'exicateur au chlorure de calcium	0.477%
	à 100—105°	0.484%
Bitume volatile		9.693%
Substances volatiles		10.117%
Charbon fixe		23.10 %
Cendre		66.77 %

A l'examen au microscope en coupes minces on observe d'abord une masse fondamentale d'un brun jaunâtre, renfermant des corpuscules globulaires ou ovales, pour la plupart pyritisés, d'un diamètre variant de 0,15 à 0,5 mm. On constate en même temps la présence de filaments simples ou articulés, de bâtonnets, de corpuscules globulaires ou aux contours irréguliers.

La composition chimique et la structure microscopique de cette roche nous rappellent la roche d'Esthonie décrite sous la dénomination de

Institutul Geologic al României

« Kuckersite » et qui y est répandue de manière identique, sous forme d'intercalations minces dans des couches marneuses ou calcaires. Cette roche est également de couleur noire, contient 52% de substances bitumineuses, de grandes quantités d'hydrosilicates d'aluminium, du CaO_2 et un peu de glauconie.

Le Kuckersite d'Esthonie en sections microscopiques présente des corps figurés, très semblables aux nôtres. ZALESKY (158), LINDENBEIN (73) et RUEGER, après avoir minutieusement étudié cette roche, ont abouti à la conclusion que les corpuscules ovales représentent des restes d'algues du groupe des Cyanophycées, que ZALESKY a déterminées sous le nom de *Glaeocapsomorpha prisca* ZAL.

L'âge des schistes de Naslavcea et les conditions physico-géographiques dans lesquelles ils se sont développés. Nous ne possédons pas jusqu'à présent de preuves paléontologiques directes relativement à l'âge des schistes de Naslavcea, mais nous pouvons le déduire facilement des rapports stratigraphiques que les schistes présentent avec les formations limitrophes. L'étude des grès de Molodova nous avait déjà appris que ceux-ci passaient entre Molodova et Cormani aux horizons supérieurs des schistes de Naslavcea. Par conséquent, tout au moins les couches supérieures de ces formations sont contemporaines aux grès de Molodova. Cette constatation semble devoir être confirmée aussi par certains faits observés à l'intérieur des schistes de Naslavcea. Nous avons déjà dit au chapitre respectif que l'on rencontrait, dans la zone contenant des phosphorites, de minces intercalations lenticulaires, formées d'une roche zoogène et qui, tant par leur composition chimique que par leur flore, se rapprochent beaucoup de la formation connue dans les couches d'Esthonie sous la dénomination de « Kuckersite ». Les couches caractérisées par cette formation sont celles de Kuckers et font partie de l'horizon *C* de SCHMIDT. Et si, après nous être livré à une analyse assez minutieuse d'une faune bien représentée, nous avons arrêté la limite inférieure des grès de Molodova précisément au-dessus de cet horizon, l'équivalence des schistes à phosphorites et des intercalations bitumineuses de la vallée du Dniester avec les couches de Kuckers d'Esthonie nous semble presque sûre. Il est très probable que tout le complexe de schistes de Naslavcea correspond aux trois subdivisions de l'horizon *C* d'Esthonie, à savoir: Itfersche Schicht (C 3), Kuckers Schicht (C 2) et Echinosphaeritenkalk (C 1).

En Suède et dans la région d'Oslo les schistes de Naslavcea correspondraient à la moitié inférieure des sub-divisions Chasmops-Kalk, de même qu'ils équivaudraient en Angleterre à la moitié inférieure du Caradocien.

Fait curieux, malgré les rapports évidents entre les schistes de Naslavcea et les grès fossilifères de Molodova et d'Atachi, ceux-ci sont extrêmement pauvres en fossiles. Selon toutes probabilités les conditions régnant dans

Institutul Geologic al României

le bassin d'Atachi n'étaient pas précisément favorables à des êtres vivants supérieurs. Nous pouvons supposer à juste titre qu'au large du bassin d'Atachi se produisaient des processus physico-chimiques analogues en quelque sorte à ceux qui ont lieu aujourd'hui au fond de beaucoup de lagunes. Ces phénomènes ont eu pour effet de faire émigrer les formes à organisation plus compliquée vers la zone littorale, où les conditions alimentaires et respiratoires étaient plus favorables.

5. Les grès de Molodova

Caractères généraux. Nous comprenons sous cette dénomination les couches de grès, développées sur le versant oriental du bassin d'Atachi, recouvertes à leur partie supérieure par les formations calco-marneuses gothlandiennes et ayant à leur base les dépôts de schistes sablonneux ou argileux micacés, noirs, bitumineux. La zone de répartition des grès de Molodova est limitée entre l'embouchure du Resteu, où ceux-ci apparaissent pour la première fois au-dessus du niveau d'érosion, et la « Râpa lui Martin », près de Molodova, d'où ils vont en s'amincissant pour se perdre dans les couches de schistes bruns, bitumineux. La distance entre ces deux points extrêmes qui limitent les grès de Molodova dans leur répartition horizontale, dans la vallée du Dniester, ne dépasse pas 20 km. en ligne droite, et le maximum d'épaisseur visible est de 4 à 5 m (planche II, fig. 1).

Ces grès, de couleur gris foncé ou gris clair, rougeâtres ou par endroits verdâtres, sont friables ou durs, stratifiés en gros bancs, schisteux avant de passer aux schistes de Naslavcea.

Ils sont constitués d'éléments de quartz ténus et transparents, cimentés par une masse argileuse verte au jaunâtre, ou par un ciment siliceux. Dans ce dernier cas ils sont très durs et quartzeux. Bien souvent on rencontre parmi ces éléments, dans certains horizons, tantôt à la partie supérieure du dépôt, tantôt à la partie inférieure, des inclusions d'éléments roulés atteignant jusqu'à 4 cm. de diamètre et qui, lorsqu'ils s'amassent en quantités plus grandes sur certaines zones, impriment à la roche un aspect microconglomératique. Les inclusions roulées sont de nature argileuse, de couleur verte, et sont souvent pourvues de minuscules cristaux de pyrites, d'éléments compacts, marneux ou argileux de couleur noire ou brune et de grands éléments de quartz arrondis. Lorsqu'il est désagrégé, le grès de Molodova est friable et présente de nombreuses taches rougeâtres.

La faune des grès de Molodova. Partout où nous les avons rencontrés, les grès de Molodova étaient fossilifères, tantôt un peu plus, tantôt un peu moins. Les formes que l'on rencontre sont le plus souvent des empreintes ou des moulages intérieurs et plus rarement des restes de squelettes. Nous n'avons observé aucune régularité dans la répartition des formes, celles-ci

Institutul Geologic al României

étant agglomérées en désordre sur certains points, ou disséminées dans les zones moins fossilifères. Là où les fossiles sont plus agglomérés, ils représentent des fragments de squelettes orientés dans toutes les directions et appartenant à des groupes variés d'animaux. Les seules formes ayant une répartition zonaire précise sont les empreintes vermiformes (planche V, fig. 4) qui se trouvent agglomérées sur la surface de contact entre deux bancs de grès, formant une zone distincte en plusieurs points analysés.

Dans les grès de Molodova, aux points indiqués dans le tableau publié page 490 du texte roumain de la présente étude, nous avons recueilli et étudié une faune abondante.

Analyse de la faune des grès de Molodova. Caractères généraux. Le caractère général de la faune des grès de Molodova nous indique que, durant cette phase, le Bassin moldo-podolique n'avait d'autre liaison qu'avec la province paléo-zoogéographique du nord de l'Europe. Sur les 50 formes que nous avons rencontrées dans ces couches, 45 sont communes à la province mentionnée, 5 seulement se trouvent également dans la faune méditerranéenne, la plupart de ces formes ayant en général un rayon d'extension cosmopolite.

Parmi les formations ordoviciennes des provinces septentrionales, la faune des grès de Molodova présente le plus d'analogie avec la faune baltique et particulièrement avec la faune des couches d'Esthonie. 32 des formes citées sont communes, à savoir:

Chasmops maximus
» *wesenbergensis*
» *Eichwaldi*
» *marginatus*
» *Nieszkowskii*
Lichas Eichwaldi
Platylichas cicatricosus
Illaenus Roemeri
» *angustifrons depressa*
Thalograptus cfr. *ramulus*
Strophomena Assmussi
» *semipartita*
» *imbrex*
Orthis calligramma virgata
Dalmanella testudinaria
» *elegantula*
Platystrophia biforata fissicostata
» *chama*
Thecia confluens
Streptelasma europaea
Esthonipora communis
Ormoceras cfr. *vertebratum*
Discoceras antiquissimum
Modiolopsis incrassata
Sinuites bilobatus
Murchisonia rudis
Holopea simplex
Worthenia esthona
Megalomphala contorta
Temnodiscus accola
Trochonema perlatum
Philhedra Kokeni

26% de la faune trouvée par nous dans les grès de Molodova appartiennent exclusivement aux formations d'Esthonie et de Bessarabie. Ces formes sont les suivantes:

Institutul Geologic al României

Chasmops marginatus
» *Nieszkowskii*
Platystrophia chama
Strophomena semipartita
Modiolopsis incrassata
Murchisonia rudis
Worthenia esthona
Megalomphala contorta
Temnodiscus accola
Trochonema perlatum
Discoceras antiquissimum
Thalograptus cfr. *ramulus*
Thecia confluens

On rencontre dans toutes les formations proches des régions du nord, et en assez grandes quantités, des formes identiques à celles des grès de Molodova.

C'est ainsi qu'on trouve dans le Pays de Galles 11 formes communes, soit 22% de la faune connue, alors que 28% sont aussi représentés dans les formations de la Suède.

Si nous poussons nos comparaisons avec les régimes du type zoogéographique de l'ouest méditerranéen, nous nous convainquons que le Bassin paléozoïque moldo-podolique n'a eu, dans cette phase, aucune liaison géographique avec cette province.

Les formes communes aux grès de Molodova et aux formations ordoviciennes du Barrandien sont les suivantes:

Plectambonites transversalis
Dalmanella testudinaria
» *elegantula*
Strophomena Assmussi
Sinuites bilobatus
Calymmene (Pharostoma) pulchra

Toutes ces formes, qui sont fort répandues au point de vue géographique, sont originaires du nord.

Les corrélations de la faune des grès de Molodova avec la faune des divers horizons ordoviciens des pays du nord de l'Europe. L'analyse des caractères généraux de la faune des grès de Molodova révèle qu'il existe un rapport génétique étroit entre la faune de ces couches du Bassin paléozoïque moldo-podolique et celle des formations analogues des régions baltiques. Dans ce cas, une comparaison plus détaillée avec les unités stratigraphiques de ces régions nous mettra en mesure de préciser de près l'âge des grès de Molodova.

Les formes:

Thalograptus cfr. *ramulus*
Chasmops maximus
» *marginatus*
Temnodiscus accola
Megalomphala contorta
Holopea simplex
Esthonipora communis

Institutul Geologic al României

rencontrées dans les grès de Molodova, caractérisent en Esthonie l'horizon *D* (Iewesche- und Kegelsche Schicht).

Les formes propres à l'horizon *E* (Wesenberger Schicht), que nous avons également rencontrées dans les grès de Molodova, sont les suivantes:

Chasmops Nieszkowskii
» *Wesenbergensis*
Strophomena imbrex
Murchisonia rudis
Ormoceras vertebratum
Philhedra Kokeni

Les horizons supérieurs ordoviciens — Lyckholmer- und Borkholmer Schicht — d'Esthonie semblent mieux représentés dans les grès de Molodova. Parmi les formes caractéristiques à cet horizon chez nous, nous trouvons:

Chasmops Eichwaldi
Lichas Eichwaldi
Platylichas cicatricosus
Illaenus Roemeri
» *angustifrons depressa*
Platystrophia chama
Strophomena Assmussi
» *semipartita*
Dalmanella testudinaria
Sinuites bilobatus
Worthenia esthona
Trochonema perlatum
Cyclonema inequistriatum
Discoceras antiquissimum
Streptelasma europaea
Thecia confluens
Modiolopsis incrassata

Le synchronisme des grès de Molodova et des couches de Bala-Caradoc dans le Pays de Galles est confirmé par la présence des formes suivantes:

Orthis calligramma virgata
» *subplicata*
Platystrophia biforata fissicostata
Dalmanella testudinaria
Strophomena corrugatella
Strophomena retroflexa
Modiolopsis lyrata
Sinuites bilobatus
Favosites fibrosa
Streptelasma europaea
Lichas laciniatus

Les relations entre les grès ordoviciens du Bassin moldo-podolique et les formations de la région d'Oslo semblent moins accentuées. Cela tient surtout au fait qu'en dehors des formes du type baltique dans cette région, certaines autres du type Bohême, qui manquent chez nous totalement, jouent un rôle important au point de vue stratigraphique. On rencontre néanmoins certaines formes communes aussi à cette province. Ainsi, à l'horizon Chasmops-Kalk correspondent les formes:

Chasmops maximus
» *Wesenbergensis*
Platystrophia biforata fissicostata
Holopea simplex
Philhedra mitrata

Institutul Geologic al României

Les formes communes à la Trinucleus-Stufe se réduisent à:

Calymmene (Pharostoma) pulchra
Illaenus Roemeri

L'analogie avec les horizons supérieurs ordoviciens de Suède est plus grande avec le facies de Leptaena-Kalk de Dalarne. Dans la vallée du Dniester les formes suivantes sont communes au Leptaena-Kalk:

Chasmops maximus
Lichas Eichwaldi
» *affinis*
» *laciniatus*
Platylichas cicatricosus
» *planifrons*
Illaenus Roemeri
Illaenus angustifrons depressa
Orthis calligramma virgata
Dalmanella testudinaria
Platystrophia biforata fissicostata
Strophomena imbrex
» *corrugatella*
Sinuites bilobatus

L'âge des grès de Molodova. De la comparaison faite ci-dessus entre la faune des grès de Molodova et celle des formations ordoviciennes d'Esthonie, avec lesquelles elle présente, comme nous l'avons déjà dit, des rapports génétiques étroits, il ressort clairement qu'il existe un synchronisme entre nos grès et les derniers horizons supérieurs ordoviciens de ce pays.

Nous avons poursuivi, dans les grès de Molodova, plusieurs formes qui, en Esthonie, caractérisent en partie les horizons D_1 et D_2, l'horizon E et les horizons différenciés dans la dernière phase ordovicienne — les horizons F_1 et F_2. Nous n'avons, par contre, trouvé aucun élément qui nous indiquât de manière sûre aussi la présence d'autres horizons plus inférieurs. Il est vrai que l'on rencontre certaines des formes en question en Esthonie et dans l'horizon C, sans qu'elles représentent toutefois des éléments typiquement conducteurs. Ce qui pourrait nous faire soupçonner davantage l'existence d'un niveau stratigraphique plus inférieur, est le fait que l'on rencontre dans les grès de Molodova une forme de *Palaeocystites* rappelant en quelque sorte quelques-unes des formes conductrices pour les horizons à *Echinospherites* des régions baltiques.

D'autre part, si nous établissons un rapport numérique entre les formes de Roumanie, selon les horizons dans lesquels on les rencontre dans les couches d'Esthonie, nous constatons que la plupart se groupent autour des deux derniers niveaux stratigraphiques. Ce fait ne semble pas dû à un simple hasard, car si nous faisons une comparaison avec une autre région, dont la faune ordovicienne a le même caractère paléo-zoogéographique, nous aboutissons aux mêmes constatations. Si nous comparons notre faune aux formations suédoises, nous observons que c'est avec la faune du facies de Leptaena-Kalk de Dalarne qu'elle présente le plus d'affinités, celui-ci représentant, comme on le sait, les derniers dépôts ordoviciens dans cette partie.

Institutul Geologic al României

Pour ce qui est des formations ordoviciennes des Iles Britanniques, nous avons vu que les formes identiques aux nôtres sont localisées dans les couches de Bala-Caradoc, particulièrement dans le facies de Keisley-Limestone, lesquelles représentent également le dernier terme stratigraphique ordovicien. Ces constatations montrent, par conséquent, que les grès de Molodova ont été déposés au cours de la phase finale du système ordovicien, représentant dans la vallée du Dniester les couches supérieures des dépôts de cette période, lesquelles équivalent à l'Asghillien et aux couches supérieures du Caradocien.

Les dépôts paléozoïques de la partie sud-est du Bassin moldo-podolique acquièrent, par conséquent, à la lumière des faits décrits ci-dessus, une tout autre orientation stratigraphique que celle attribuée par les auteurs précédents [1]).

Le facies des grès de Molodova. Rien que la constitution pétrographique de la formation plaide clairement en faveur d'un facies littoral. En outre, certains éléments de la faune, par exemple les Modyolopsis, qui présentent une coquille assez épaisse, nous font soupçonner l'existence d'un milieu souvent agité. Nous croyons néanmoins qu'on ne doit pas aller jusqu'à comparer le degré d'agitation des vagues dans la zone de dépôt des grès de Molodova, aux zones littorales marines fortement agitées. Ces zones laissent derrière elles des phénomènes morphologiques et des associations biologiques qui diffèrent de ceux observés dans les couches du Dniester. Outre la forme en question, nous trouvons ici des Bryozoaires, des Coraux et des Trilobites qui n'auraient assurément pas pu supporter de manière égale les grandes agitations causées par les vagues. D'autre part, le voisinage immédiat de la mer est indiqué par la présence d'inclusions roulées de schistes verts, dont le manque de dureté n'eût pas permis de résister à l'usure

[1]) Dans un récent ouvrage, M. R. KOZLOWSKI (60) attribue par erreur l'âge de Wenlock aux dépôts paléozoïques de Podolie compris entre les points Liadova et Kitajgorod. Dans ce secteur, situé sur la rive du Dniester, on ne trouve développés que des schistes argileux ou sablonneux de Naslavcea, qui à leur partie supérieure passent ensuite, vers l'ouest, aux grès de Molodova, ceux-ci étant, à leur tour, couverts par les couches inférieures gothlandiennes. Or, aucune de ces formations ne correspond à la position stratigraphique qui leur a été attribuée par M. R. KOZLOWSKI, dont l'erreur est d'autant plus regrettable que lorsque nous lui avons rendu visite à Varsovie il était en train de corriger la dernière épreuve de mise en page du tableau synoptique annexé à l'ouvrage en question et qu'il aurait, par conséquent, pu éviter cette erreur. A ce moment il était sur le point de confirmer une affirmation des anciens auteurs, admettant que tous les dépôts de la moitié sud-est du Bassin moldo-podolique représentent un facies équivalent des couches calco-marneuses fossilifères de la partie ouest du bassin. Il a bien voulu reconnaître que nous avions raison, mais si, malgré toutes les modifications qu'il a apportées au tableau, cette erreur, moins grave il est vrai, a quand même subsisté, cela tient sans doute à ce qu'il ne nous a pas tout à fait compris, confondant les grès de Molodova avec les grès de Cosăuți, qui sont bien inférieurs et ont une tout autre répartition dans la vallée du Dniester.

Institutul Geologic al României

inhérente aux longs transports. Il faut donc admettre que le rivage n'était pas éloigné et que son érosion n'était pas très intense, à en juger d'après la quantité peu élevée d'éléments terrigènes transportés et irrégulièrement répandus dans les couches décrites. De pareilles conditions sont caractéristiques à des lagunes dépourvues de grands apports provenant du continent, surtout si l'on fait intervenir également des conditions de climat aride.

Le fait que, vers Corman, les grès de Molodova passent aux schistes bitumineux, renforce notre opinion, à savoir que les grès de Molodova sont des dépôts littoraux, différenciés sur les rivages d'un bassin.

CHAPITRE II

LES FORMATIONS GOTHLANDIENNES

De Molodova jusqu'à la frontière terrestre polono-roumaine on rencontre, dans la rive du Dniester, des couches paléozoïques appartenant au système Gothlandien.

Nous pouvons distinguer deux complexes principaux de couches, différents tant en ce qui concerne l'âge, que la répartition et les conditions physico-géographiques qui les ont influencés, à savoir: un bessarabien et un bucovinien.

En ce qui concerne sa répartition, le premier fait partie du secteur nord-bessarabien de la vallée du Dniester. Il est représenté par des formations calcaires ou marneuses de couleur gris sale, verdâtre ou violette, noduleuses pour la plupart et présentant une stratification irrégulière. Ces couches alternent avec d'autres couches régulièrement schisteuses ou avec des bancs de calcaires à stratification faiblement différenciée, ces dernières formations étant dans la plupart des cas peu fossilifères.

Le second complexe de couches s'est développé dans le secteur bucovinien de la vallée du Dniester. Il est représenté par des schistes d'argile fine, de couleur gris foncé ou olive, disposés en couches comme les pages d'un livre. Les couches argileuses sont souvent interrompues par des intercalations calcaires toujours subordonnées à ces dernières tant sur la verticale que sur l'horizontale. Ce n'est que dans la région située à l'ouest de ce complexe que l'on observe sur un secteur restreint que des formations arénacées entrent aussi dans sa constitution; c'est avec elles que se terminent d'ailleurs les dépôts gothlandiens de la rive roumaine du Dniester.

Si nous prenons de préférence des critériums d'ordre paléontologique, nous distinguons, parmi les formations gothlandiennes de la vallée du Dniester, les subdivisions stratigraphiques suivantes:

Complexe bessarabien.

6. Couches de Resteu
7. Couches inférieures à Coraux et Brachiopodes { 7 *a)* Schistes marneux à Strophoménides / 7 *b)* Schistes calcaires à Favosites

Institutul Geologic al României

8. Couches de Hotin { 8 *a)* Calcaires dolomitiques / 8 *b)* Schistes à Eurypterus
9. Couches supérieures à Coraux et Brachiopodes
10. Couches de Ruhotin

Complexe bucovinien.

11. Schistes d'Onut
12. Grès de Babin

I. LE COMPLEXE BESSARABIEN

6. Les couches de Resteu

Aux grès de Molodova, sur la rive roumaine, se superposent des schistes argileux ou calcaires de couleur verdâtre ou gris sale, avec ou sans concrétions noduleuses, alternant à la partie supérieure avec des couches de calcaire noir, compact, bitumineux.

On rencontre près de Comarova, dans les couches inférieures plus sablonneuses, des inclusions roulées de schistes verts et des intercalations minces de grès.

La limite inférieure de ces couches est marquée clairement sur les points où la formation se superpose directement aux grès de Molodova (pl. III, fig. 1 a).

A la partie supérieure cette formation passe insensiblement à l'horizon suivant, sans que l'on puisse établir avec précision une limite pétrographique entre les deux horizons.

Ces couches ont sur la rive roumaine du Dniester une répartition insignifiante. Le point le plus à l'W., qui donne lieu à supposer que cet horizon apparaît pour la première fois au-dessus du niveau actuel d'érosion, est l'embouchure du Șost, d'où les couches vont en s'étendant vers l'Est jusqu'à Molodova.

Les formes que nous avons rencontrées dans les couches de Resteu sont les suivantes (Voir le tableau de la page 498 du texte roumain).

Etude de la faune et position stratigraphique. Le caractère général de la faune des couches de Resteu semble démontrer que la liaison entre le Bassin moldo-podolique et la région zoogéographique nord n'a pas été interrompue depuis l'origine du système gothlandien. Dans la faune que nous avons étudiée, nous n'avons pas rencontré de formes caractéristiques à d'autres provinces zoogéographiques, et c'est là un caractère propre à la faune des couches de Resteu.

La plupart des éléments mentionnés ci-dessus, chez nous tout comme dans d'autres régions du type du nord, ont une répartition verticale assez grande, sauf en ce qui concerne les:

Institutul Geologic al României

Dinorthis porcata grandis	*Triplecia insularis*
Strophomena compressa	*Atrypa hemisphaerica* et
Plectambonites 5-costata	*Plectambonites equalis*

qui ne dépassent nulle part les horizons équivalant au Valentien.

C'est ainsi que *Triplecia insularis* EICHW. apparaît de bonne heure dans les formations paléozoïques des Iles Britanniques, où sa présence a été signalée dans les couches de Llandeilo de Caradoc et de Llandovery.

COUPER-REED mentionne cette forme dans les couches du groupe Whitehouse, dans le district de Girvan (Asghillien).

On rencontre également *Triplecia insularis* EICHW. dans la faune du Keysley-Limestone, a côté de *Strophomena corrugatella*, *Sphaerexochus mirus*, *Leptaena rhomboidalis*, etc.

En Esthonie, SCHMIDT et EICHWALD mentionnent la présence de cette forme dans les couches de Lyckholm (F) et KIAER (64) la mentionne dans les horizons 6—8 de la Norvège.

Fait important, la *Triplecia insularis* apparaît plus tard dans les régions baltiques, ce qui semble dénoter son origine britannique.

Dinorthis porcata (Mc. COY) *grandis* PORTLOCK est une des formes non moins caractéristique des marnes de Resteu.

Sous la forme typique de *Dinorthis porcata* on rencontre dans les couches supérieures ordoviciennes du district de Cuntley, en Angleterre, à côté, des *Orthis calligramma*, *Strophomena corrugatella* et *Triplecia insularis* aussi la *Leptaena sericea*.

Dans la faune de Montgommeryshire (Llandovery) on rencontre cette forme à côté des *Daya navicula*, *Bilobites biloba*, *Strophomena corrugatella*, *Triplecia insularis*, *Leptaena rhomboidalis*, *Orthis rustica*, *Orthis testudinaria*, *Orthis elegantula*, etc.

En Norvège on a rencontré cette forme dans l'horizon 5 et HERITSCH (53) la mentionne dans les couches supérieures ordoviciennes des Alpes orientales.

Le *Dinorthis anticostiensis* (SHALER) des couches ordoviciennes supérieures d'Anticosti (Islande) est une forme se rapprochant beaucoup de celle de chez nous, et ceci d'autant plus que BILLINGS et SCHUCKERT la considèrent comme une *porcata* Mc. COY.

On la rencontre aussi dans les couches de Caradoc du massif de Brabant en Belgique.

Dans les Iles Britanniques on signale la présence de la *Strophomena compressa* SOW. dans les couches de Caradoc et de l'Upper Llandovery à côté de *Leptaena quinquecostata* (Mc. COY).

TEICHERT (145) a décrit *Plectambonites equalis* TEICH., dans les couches de Tamsal, en Esthonie et dans l'île de Dago. Ces couches sont considérées comme équivalant au Valentien.

Institutul Geologic al României

Il ressort de cette analyse sommaire que les couches de Resteu doivent être considérées comme un horizon stratigraphique indépendant, ayant quelques-uns des caractères spécifiques que nous avons soulignés plus haut.

Comme âge c'est le terme le plus inférieur du Gothlandien du Dniester, équivalant aux horizons *G—H* d'Esthonie, 6—7 de Norvège et du Valentien d'Angleterre.

Dans le Barrandien, entre l'Ordovicien et le Gothlandien, existent, comme il a été prouvé, dans le hiatus stratigraphique correspondant à la zone du *Cephalograptus acuminatus*, des couches valentiennes d'Angleterre, de sorte que les deux zones à *Diplograptus vesiculosus* et à *Rastrites peregrinus* restent équivalentes à nos couches.

Les espèces suivantes forment la caractéristique paléontologique des couches de Resteu:

Hallia mitrata His.
Dinorthis porcata (Mc. Coy) var. *grandis* Portl.
Orthis cf. *Bouchardi* Dav.
Platystrophia biforata (Schloth.) var. *subplicata* Reed.
Plectambonites 5-*costata* Mc. Coy.
Plectambonites equalis Teich.
Triplecia insularis (Eichw.)
Globospira pillula Ko.
Loxonema aff. *sinuosum* (Sow.)
Sinuites af. *bilobatus* (Sow.)
Calymmene intermedia Lindstr.
Proëtus Stokesi Murchis.

7. Les couches inférieures à Coraux et Brachiopodes

Au-dessus des couches de Resteu viennent des calcaires ou des marnes noduleuses, de couleur gris sale, avec des nuances tirant sur le violet ou le vert, présentant une schistosité irrégulière gneissiforme. A certains points viennent s'intercaler aussi des couches peu volumineuses de calcaire compact, bleuâtre, stratifié en couches plus épaisses, sans nodosités, et, plus rarement, des formations zoogènes non stratifiées.

Cet horizon fait son apparition au-dessus du niveau de l'eau du Dniester, à deux kilomètres à l'W de Hotin, et se prolonge ensuite vers l'E jusqu'à l'embouchure du Resteu.

En général, dans toute son étendue l'horizon décrit varie fort peu au point de vue lithologique. Entre Hotin et Voronovița la formation est plus calcaire, alors que dans la zone vers l'embouchure du Resteu prédomine une constitution marneuse des couches.

Il existe par contre une différence visible entre la faune des couches du secteur plus calcaire et du secteur marneux; chacun d'eux présente une faune d'habitus différent, mais qui en dernière analyse se révèle comme ayant la même valeur stratigraphique. Nous devons donc, dans le cadre de cet horizon, établir une différence entre deux facies distincts, à savoir: un facies de schistes marneux avec des Brachiopodes, parmi lesquels prédominent

Institutul Geologic al României

les Strophoménides et les Atrypides, et un facies de schistes plutôt calcaires, dans lesquels prédominent les coraux, particulièrement le genre *Favosites*.

a) *Les schistes marneux à Strophoménides*

Caractères généraux. Les couches de Resteu s'élèvent peu à peu jusqu'à la partie supérieure dans les marnes calcaires, stratifiées de manière gneissiforme, noduleuses, de couleur gris sale. Dans ces couches les Coraux et les Stromatoporides ne se rencontrent qu'accidentellement, alors que les Brachiopodes y jouent le rôle principal en tant que nombre d'individus et que variations. C'est à l'embouchure du Şost que ces couches atteignent leur maximum de développement avec environ 80 m. (fig. 10, page 457 du texte roumain). Vers l'W de Nagoreni on rencontre de plus en plus fréquemment des coraux qui, dès Voronovița, donnent déjà le ton principal à des couches analogues. Depuis l'embouchure du Şost vers l'E, cet horizon s'amincit peu à peu pour disparaître avant Comarova. Dans ces couches à Brachiopodes, nous avons trouvé les formes figurant au tableau de la page 503 du texte roumain.

La position stratigraphique de cet horizon ressort du tableau ci-dessous, qui donne le rapport numérique des espèces par rapport à leur répartition dans les diverses couches gothlandiennes des régions indiquées.

Gothland (Hede)			Norvège (Kiaer)				Régions baltiques (Schmidt)				Angleterre (Lapw)			Barrandien (Kettner)			
1—5	6—9	10—12	6	7	8	9	G	H	I	K	Valentien	Low Salopian	Upper Salopian	$e\gamma$	$e\beta$	$e\gamma$	$\jmath$
47%	39%	10%	10%	19%	22%	16%	22%	12%	16%	12%	14%	50%	32%	12%	47%	11%	25%

Il ressort également du tableau ci-dessus que cet horizon à Brachiopodes équivaut à l'horizon 1—5 du Gothland, avec lequel il présente 47 formes communes, et au Lower Salopian des Iles Britanniques, ayant la majeure partie des formes du type de cet horizon (50%).

Les formes caractéristiques des niveaux stratigraphiques mentionnés ci-dessus, parmi celles présentes dans les schistes marneux contenant des Strophoménides, sont les suivantes:

Favosites Gotlandicus (L.)
Glasia compressa (Sow.)
Atrypa imbricata (Sow).
Dictyonella Capewelly (Dav.)
Retzia Barrandei (Dav.)
Wilsonia sphaerica (Sow.)
Plectambonites transversalis (Wahl.)
Poleumita discors (Sow.)
Dawsonoceras annulatum (Sow.)

Institutul Geologic al României

b) *Les schistes calcaires à Favosites*

On rencontre entre Hotin et Voronovița, à la base des formations paléozoïques de la vallée du Dniester, des couches de calcaire parfois semi-cristallin, de couleur gris-vert ou violette, qui alternent souvent avec des marnes argileuses de la même couleur.

Les couches de cet horizon présentent une stratification schisteuse, irrégulière et noduleuse (planche IV, fig. 1).

Au point de vue paléontologique, ces couches sont caractérisées en général par l'abondance des éléments du type récifal; les Coraux, les Bryozoaires et les Stromatoporides donnent le ton principal à tout l'ensemble de la faune. Les coraux du genre *Favosites* en particulier abondent dans ces couches.

Les formes sont répandues en associations, constituant souvent des agglomérations non stratifiées du type de certains récifs, dans le voisinage desquels ne manquent pas non plus les dépôts de détritus de récif souvent oolithique. Les Bryozoaires et les Brachiopodes se trouvent à la surface des couches, comme dans les calcaires de Dudley, alors qu'on rencontre plus fréquemment les Stromatoporides en association avec les Coraux formant des agglomérations irrégulières de formes et de grandeurs différentes.

Les formes que nous avons rencontrées dans les couches à *Favosites* dans les localités en question sont celles de la page 507 du texte roumain.

Les rapports numériques entre les divers groupes d'animaux rencontrés par nous dans cet horizon de Coraux sont les suivants:

Anthozoa, Bryozoa, Hydrozoa	50%
Brachiopoda	27%
Crustacea	6%
Lamellibranchiata, Gastropoda, Cephalopoda .	12%

Afin de pouvoir nous rendre compte de l'âge de l'horizon étudié, nous procéderons d'abord à l'analyse de la faune que nous avons étudiée d'après le rapport numérique des espèces, en liaison avec leur dispersion dans les diverses subdivisions du Gothlandien d'autres régions de l'Europe ayant fait l'objet d'études plus approfondies.

Nous obtenons les résultats suivants:

Gothland (Hede)			Norvège (Kiaer)				Régions baltiques (Schmidt)				Angleterre (Lapw)			Barrandien (Kettner)			
1—5	5—9	10—12	6	7	8	9	G	H	I	K	Valentien	Low Salopian	Upper Salopian	$e\gamma$	$e\beta$	$e\gamma$	$\mathcal{J}$
58%	44%	15%	11%	24%	42%	30%	21%	18%	44%	27%	19%	60%	27%	9%	27%	6%	12%

Institutul Geologic al României

Par conséquent, la majeure partie des formes que nous avons rencontrées dans les schistes calcaires contenant des *Favosites* sont répandues dans le Pays de Galles dans le Lower Salopian (60%), ensuite dans les horizons 1—5 du Gothland (58%) et dans l'horizon 8 des environs d'Oslo, toutes ces subdivisions stratigraphiques étant plus ou moins équivalentes entre elles. Les formes ne dépassant pas les horizons en question, ni leur équivalant dans d'autres régions que nous rencontrons dans l'horizon décrit, sont les suivantes:

Favosites gotlandicus (L.)
Palaeocyclus Fletscheri EDW. et H.
» *porpita* L.
Pachypora lamellicornis LINDSTR.
Plectambonites transversalis (WAHL.)
Camarotoechia bidentata (His.)

La caractéristique générale de la faune des couches inférieures à Coraux et Brachiopodes.

Nous avons vu que cet étage du Bassin moldo-podolique était composé de deux facies différents, chacun d'eux présentant des particularités lithologiques et de faune dues aux conditions bathymétriques variées dans lesquelles se sont différenciées d'une part les calcaires à Coraux, d'une autre les marnes à Brachiopodes. L'analyse de la faune rencontrée dans ces facies a démontré que la plupart des couches de ce complexe sont synchrones, pouvant être l'équivalent des cinq premiers horizons inférieurs du Gothland et du Lower Salopian d'Angleterre.

Les formes caractéristiques à tout l'étage inférieur à Coraux et Brachiopodes du Bassin moldo-podolique sont les suivantes:

Coenostroma discoideum (LONSD.)
Dictyostroma undulatum (NICH.)
Aulacophyllum Angelini WED.
Cyathophyllum pseudodianthus WEIS.
» af. *pseudoceratites* MC. COY.
Cystiphyllum cylindricum LONSD.
Hindella af. *umbonata* HALL.
Strophomena af. *studenitzae* WEN.
Witfieldella didyma (DALM.)
Archaepora cfr. *radians* EICHW.
Fistulipora cfr. *mutabilis* HNG.
Ambonychia striata SOW.
Atrypa imbricata SOW.
» *hemisphaerica* SOW.
Camarotoechia bidentata (His.)
Dictyonella Capewelli (DAV.)
Glassia compressa (SOW.)
Glassia obovata (SOW.)
Pterinea concentrica VERN.
Euomphalus Orinini WEN.
Poleumita discors (SOW.)
Trochus Wisbiensis LINDSTR.
Dawsonoceras annulatum (SOW.)
Bumastus barriensis MURCHIS.
Phacops cf. *latifrons* BRON.
Proëtus concinnus DALM., etc.

Outre les caractères mentionnés, il existe encore un principe d'ordre paléo-zoogéographique selon lequel ce complexe de couches doit être considéré comme une unité stratigraphique.

Institutul Geologic al României

Si nous examinons la faune des deux facies par comparaison à celle des couches de Resteu, étudiées antérieurement, nous observons qu'à côté des éléments de la faune autochtone du type zoogéographique anglo-baltique, dont nous avons poursuivi le développement dans le Bassin moldo-podolique, dès l'Ordovicien apparaissent des éléments du type méditerranéen en nombre appréciable.

Si nous reportons les éléments de la faune de chaque facies séparément selon leur origine, nous obtenons les résultats suivants:

Complexe inférieur gothlandien du B. P. M. P.	Formes du type anglo-baltique	Formes locales	Formes du type méditerranéen
Schistes calcaires à *Favosites*	83%	—	17%
Schistes marneux à Strophomènides	68%	9%	23%

On peut donc considérer que 76% de la faune connue dans ce complexe comme élément autochtone, qui poursuivait son développement sur place dès les temps anciens, et au moins 20% représentant des formes de pénétration qui ont fait leur apparition, viennent de la zone à régime palaéo zoogéographique méditerranéen.

A partir de ce moment géologique, les éléments de la faune méditerranéenne joueront un rôle de plus en plus important par rapport à l'âge des couches du Bassin moldo-podolique.

Le rapport dans lequel se trouvent ces deux éléments différents selon leur provenance est fort intéressant, si nous les analysons au point de vue du critérium stratigraphique attribué à chaque élément séparément sur leurs lieux d'origine. Même si nous nous bornons à la faune du complexe inférieur gothlandien, de pareilles comparaisons font ressortir assez clairement que l'élément intrus se manifeste par rapport à l'élément autochtone comme ayant une valeur stratigraphique plus récente. En d'autres termes, comparativement à la faune intruse la faune autochtone fait l'impression d'être restée en retard en ce qui concerne son développement.

C'est la raison pour laquelle on trouve à côté des *Favosites Gotlandicus* (L.) des *Plectambonites transversalis* (WAHL.), des *Dawsonoceras annulatus* (SOW.), etc., ou *Schellwienella praeumbracula* KOZL., une forme se rapprochant de l'*Orthothetes umbraculum* SCHLOTH. ou du *Spirifer robustus* BARR., etc., formes considérées comme étant typiquement devoniennes.

D'autre part il est à remarquer que les formes originaires du nord pénètrent dans les provinces méditerranéennes avec, semble-t-il, un retard

Institutul Geologic al României

sensible. Ainsi, par exemple, le *Pentamerus (Barrandella) linguiferus* Sow. ne dépasse pas, dans les formations des Iles Britanniques, le Salopien inférieur et, dans le Gothlandien, l'horizon 5, alors qu'en Esthonie et dans l'île de Dago il se trouverait, selon C. TEICHERT (145), dans l'étage Tamsal (Tamsal-Stufe) et que dans le Barrandien il apparaîtrait dans l'horizon *eβ*, équivalant au Salopien supérieur d'Angleterre.

Partant de ces faits, nous pouvons nous expliquer pourquoi, aussi bien dans le cas du facies à Coraux, que dans celui à Brachiopodes, le résultat final des comparaisons avec les horizons du Barrandien est constamment plutôt en faveur de l'horizon *eβ* que de l'horizon *eα*, auquel il devrait correspondre de fait.

Nous basant sur les critériums stratigraphiques que nous offrent principalement les formes autochtones du type du N, nous en restons à cette conclusion que l'étage inférieur à Coraux et Brachiopodes du Bassin moldopodolique équivaut aux horizons 1—5 du Gothland, aux couches à *Cyrtia exporrecta* et *Rhynchonella cuneata* des environs d'Oslo et du Salopien inférieur du Pays de Galles.

8. Les couches de Hotin

Les deux facies de l'étage inférieur à Coraux et Brachiopodes sont, presque partout où ils font leur apparition, recouverts d'une série de couches qui, par leur constitution pétrographique, par la manière dont elles sont stratifiées et par leur faune, forment un horizon distinct dans tout le complexe gothlandien de la rive du Dniester. Ce sont les marnes calcaires ou les calcaires schisteux, de couleur gris clair, par endroits plus foncés et alors bitumineux. Ils présentent une schistosité prononcée, clivant en plaques d'une épaisseur de 2 à 10 cm. et même davantage, à faces parfaitement parallèles. Ces dépôts viennent recouvrir l'étage sous-jacent, soit directement, dans la partie située à l'est, soit par l'intermédiaire d'un banc de calcaire dolomitique compact, interposé entre ces couches et l'étage inférieur à Coraux dans le secteur de l'ouest. Ces deux dépôts sont dépourvus de concrétions noduleuses et leur caractéristique paléontologique consiste dans le fait qu'ils sont faiblement fossilifères.

Les couches de Hotin apparaissent entre Rașcov et Gheorghieuți (district de Hotin), et se prolongent ensuite jusqu'à l'embouchure du Resteu, où elles vont en s'amincissant pour disparaître avant l'horizon sous-jacent. Leur épaisseur est insignifiante, pouvant atteindre au maximum de 10 à 15 m. Cet horizon a été séparé par nous et nous le considérons comme couches de Hotin; quoiqu'il présente une unité différenciée à un certain moment géologique, il est néanmoins composé de formations différentes au point

Institutul Geologic al României

de vue pétrographique et au point de vue de la faune. Nous devons distinguer dans les couches de Hotin deux horizons distincts, à savoir:

a) Les calcaires dolomitiques;

b) Les schistes à Eurypterus.

a) *Les calcaires dolomitiques*

Constitution, faune et rapports stratigraphiques. Un peu plus à l'W de Hotin, près de Prigorodoc, apparaît, à la base des formations gothlandiennes, un calcaire massif gris foncé tirant sur le rose; il est cristallisé de manière finement saccharoïde, compact et ne se fend qu'en blocs aux contours irréguliers. Facilement attaquable par les acides faibles, il contient une forte quantité de fer et de magnésium et a un caractère dolomitique prononcé.

A Hotin, ces couches calcaires forment des bancs masifs, traversés par de nombreuses crevasses verticales et obliques qui impriment à cet horizon un aspect de ruine caractéristique (planche IV, fig. 2). Vers Percăuți, les calcaires dolomitiques vont en s'amincissant peu à peu et leur stratification devient de plus en plus prononcée, jusqu'à ce qu'ils se perdent entièrement dans les horizons supérieurs de l'étage inférieur à Coraux, avant d'arriver à Bârnova.

Ces calcaires sont de nature zoogène primaire. Les formes qui abondent sont probablement des algues ayant laissé de faibles traces, de forme irrégulière sphérique ou ovale, avec un diamètre variant d'un demi-centimètre à 5 cm. et une structure finement concentrique, stromatoporoïde.

On ne rencontre les formes des autres groupes animaux que sous forme d'impressions ou de moulages, mais jamais des restes de squelettes et bien rarement des agglomérations en petits nids, remplis, dans la plupart des cas, de la même forme. Nous avons rencontré les formes suivantes:

Chonetes sp.
Atrypa reticularis L.
Wilsonia sp.
Leptaena rhomboidalis (WILCK.)
Camarotoechia nucula (SOW.)
Retzia Baylei DAV.
Spirifer elevatus DALM.
Leperditia sp.
Pterinea sp.

On rencontre également des traces de Bryozoaires, des fragments de Trilobites et de petits Gastéropodes, indéterminables.

M. KOZLOWSKI (60) est d'avis que cette formation représente les couches inférieures de l'étage de Skala, équivalant aux couches terminales du Ludlow inférieur.

Nous devons cependant faire observer que la faune des calcaires dolomitiques, connue jusqu'à présent, est insuffisante pour nous permettre une appréciation plus détaillée de l'âge. Les formes déterminées de manière plus

Institutul Geologic al României

précise, telles que *Atrypa reticularis*, *Atrypa rhomboidalis*, *Camarotoechia nucula*, *Spirifer elevatus* et *Retzia Baylei* ont une dispersion verticale assez grande, tant dans les formations de Gothland que dans celles d'Angleterre, et on les rencontre dans tous les niveaux salopiens.

Si nous prenons toutefois comme point de départ les rapports stratigraphiques que représentent les calcaires dolomitiques de la rive roumaine du Dniester, comparativement aux couches supérieures de l'étage inférieur à Coraux de chez nous, nous inclinons à croire que ces calcaires représentent une variation du facies des couches, différenciées à la jonction de l'étage inférieur à Coraux. Dans ce cas les calcaires dolomitiques de la vallée du Dniester seraient synchrones avec les couches supérieures de l'étage inférieur à Coraux, différenciées en continuation vers l'E de Percăuți, équivalant à la zone terminale des couches de Wenlock, aux couches supérieures de l'horizon 5 du Gothland (Groupe Slite) et de l'horizou *J* d'Esthonie (Untere Oesel Gruppe).

b) *Les schistes à Eurypterus*

Caractères généraux, faune et âge. En allant de l'embouchure du Resteu vers l'est nous trouvons, interposée entre deux horizons de schistes noduleux, stratifiés de manière gneissiforme, une zone dans laquelle les couches régulièrement schisteuses, dépourvues de nodosités et de couleur plus foncée, contrastent avec le reste des couches gothlandiennes de la vallée du Dniester. Ce sont des schistes marneux ou calcaires, qui peuvent se détacher en lamelles, dont la surface décèle très souvent des traces de crevasses polygonales de dessiccation (planche VII, fig. 1) et des croûtes d'insolation (« mud-crakes »).

A l'E de Percăuți cet horizon vient se poser directement sur les schistes noduleux à *Favosites*, tandis que dans le secteur W il s'appuie sur les calcaires dolomitiques jusqu'au voisinage de Gheorghieuți, à partir d'où il forme ensuite tout seul la base du complexe gothlandien, s'enfonçant bientôt sous le niveau actuel d'érosion (planche IV, fig. 2).

La faune de cet horizon est des plus pauvres. Nous n'y avons trouvé pour notre compte que des formes complètement isolées, parmi lesquelles nous avons reconnu:

Eurypterus Fischeri EICHW. — *Leperditia tyraica* SCHM.
» sp. — » *phaseolus* HIS.
Chonetes cfr. *striatellus* DALM.

de petits gastéropodes et des traces de vers. Le contenu paléontologique de cet horizon, de même que les traces de dessication observées sur la surface des couches, nous indiquent que les conditions bathymétriques et

Institutul Geologic al României

climatiques ont subi des modifications sensibles sur les lieux, après le dépôt de l'étage inférieur à Coraux.

Nous observons des phénomènes identiques, accompagnés des mêmes caractéristiques, à la fin du Salopien inférieur dans plusieurs parties de l'Europe.

Dans la région baltique l'horizon *K* (Obere Oesel-Gruppe) commence avec les couches caractérisées par: *Leperditia grandis*, *Leperditia phaseolus*, *Eurypterus Fischeri*, *Pterygotus osiliensis*, *Trematapis Schrenki*, etc. et finit avec les couches marines. LINDSTROM (76) distingue à Wisby un horizon à *Pterygotus osiliensis*, *Palaeophonus nuncius*, etc. à la base des couches équivalant au Ludlow inférieur d'Angleterre. Dans les Iles Britanniques, les couches de Leitwerdine Flags de New-Wales, de même que les formations du Ludlow inférieur de la partie centrale du royaume, sont caractérisées par *Eurypterus punctatus*, *Palaeaster*, *Pteraspis*, etc.

Il est probable qu'une cause commune détermine simultanément, dans plusieurs parties de l'Europe, des conditions qui favorisent le développement d'une faune spécifique et semblable à celle que l'on rencontre dans le Bassin moldo-podolique.

Dans ce cas nous ne rencontrons aucune difficulté à équivaloir nos couches à Eurypterus à l'horizon inférieur à Gygantostracées et Placodermes des régions du N.

9. Les couches supérieures à Coraux et Brachiopodes

Caractères généraux. Aux schistes à *Eurypterus* viennent se superposer, dans la rive du Dniester, des dépôts calcaires ou marneux pouvant atteindre par endroits une épaisseur de 30 à 40 m. Ceux-ci forment le dernier terme stratigraphique gothlandien du secteur de la vallée du Dniester, situé entre l'embouchure du Șost et Rașcov, dans le district de Hotin, recouverts en majeure partie de dépôts crétacés.

Nous rencontrons de nouveau dans le présent étage une abondance de formes marines, groupées en facies plus ou moins distincts. De même, la constitution pétrographique des couches a, elle aussi, subi des variations régionales assez sensibles. Ainsi, entre Percăuți et l'embouchure du Șost prédominent des marnes schisteuses, en majeure partie même argileuses, avec des concrétions noduleuses plus compactes, calcaires. Vers l'ouest de Mosineț cet horizon passe latéralement dans ces calcaires compacts, de couleur violette ou de teintes foncées, stratifiés en couches tantôt épaisses, tantôt minces, pauvres en concrétions noduleuses sinon même totalement dépourvues de celles-ci.

Dans les formations composant le facies E, généralement des marnes noduleuses, gneissiformes, schisteuses, prédominent les Brachiopodes et les Gastéropodes. On rencontre également des Coraux, des Stromatoporidés et

Institutul Geologic al României

des Bryozoaires, quoique visiblement subordonnés en tant que dispersion aux formes des groupes mentionnés ci-dessus. Vers l'W, dans les calcaires schisteux, le rapport est inverse; les Coraux et les Stromatoporidés forment des zones entières, constituant des bancs de calcaire zoogène, tandis que les formes provenant d'autres groupes sont moins répandues, et ce n'est que rarement que nous trouvons des zones minces, intercalées parmi les bancs à Coraux ou à Stromatoporides, où les Brachiopodes sont agglomérés en nombre plus élevé. (Pl. VIII).

La faune que nous avons rencontrée dans les couches composant cet étage, dans plusieurs localités des deux secteurs du facies, est la suivante. (Voir le tableau de la page 93 du texte roumain).

Etude de la faune. Selon leur provenance paléogéographique, les éléments de cette faune se trouvent les uns vis-à-vis des autres dans le rapport suivant:

Espèces d'origine anglo-baltique 55%
» » méditerranéenne 20%
» » ouralienne 5%
» cosmopolites et locales 20%

Par conséquent, 75% de la faune du niveau supérieur à Coraux et Brachiopodes peuvent être considérés comme des éléments endémiques et 25% comme des éléments de pénétration.

Il faut remarquer qu'outre les éléments d'origine méditerranéenne, un troisième élément d'origine ouralienne pénètre également à ce moment géologique.

Les éléments ouraliens sont les suivants:

Camarotoechia transuralica (TSCHERN.) *Murchisonia Demidoffi* VERN.
Merista Tschernischevi KARP. *Bellerophon uralicus* VERN.

Si l'on établit un rapport entre la faune de l'horizon supérieur à Coraux du Dniester et la faune connue dans les diverses couches gothlandiennes, on constate que les formes communes composent les parties suivantes de la faune du niveau étudié:

Gothland (Hede)						Norvège (Kiaer)			Régions baltiques (Schmidt)			Angleterre (Lapw.)		Barrandien (Kettner)			
1—5	6	7	8	9	10—12	7	8	9	*H*	*I*	*K*	Lov Salopian	Upper Salopian	$e\gamma$	$e\beta$	$e\gamma$	f
35%	21%	26%	40%	24%	21%	16%	29%	31%	8%	17%	30%	41%	45%	7%	25%	0%	13%

Institutul Geologic al României

De la comparaison faite il ressort que la faune de l'étage supérieur à Coraux se rapproche de celle des couches du groupe Hemse (horizon 8) du Gothland, avec lequel elle présente 40% de formes communes, ainsi que les suivantes, propres aux couches mentionnées du Gothland et au niveau supérieur à Coraux du Dniester:

Murchisonia compressa LINDSTR. *Pleurotomaria planorbis* (HIS.)
Gruenewaldtia prunum (HIS.) » *Lloidii* SOW.

A cet horizon correspondent, dans les provinces baltiques, les couches moyennes calcaires de l'horizon du groupe supérieur d'Oesel (horizon *K)* caractérisées par:

Ilionia prisca, *Witfieldella didyma*, *Chonetes striatella*, *Camarotoechia nucula*, *Spirifer elevatus*, des Gastéropodes, des Coraux et des Bryozoaires.

Dans la région d'Oslo, en Norvège, équivalent à cet horizon les zones moyennes de l'horizon 9 caractérisées par:

Camarotoechia nucula, *Spirifer elevatus*, *Leperditia baltica*, des Coraux, des Stromatoporidés et des Bryozoaires.

Comparativement aux formations du Pays de Galles, l'horizon supérieur à Coraux de chez nous doit être considéré comme équivalant aux couches de Lower Ludlow du Shropshire, caractérisées par:

Camarotoechia nucula, *Wilsonia Wilsoni*, *Meristina tumida*, *Chonetes striatella*, etc.

Sur le nombre total des formes rencontrées dans l'étage supérieur à Coraux et Brachiopodes, nombre s'élevant à 84, nous en avons déjà trouvé 58 dans l'étage inférieur. Les 26 formes restantes sont des éléments qui ont fait leur première apparition dans les formations paléozoïques de la vallée du Dniester.

Les espèces suivantes sont propres à l'étage supérieur à Coraux et Brachiopodes des formations gothlandiennes de la vallée du Dniester:

Chlathrodictyon sp.
Aulopora repens ROEM.
Acervularia ananas L.
Acanthocyclus catynulus DYB.
Cyathophyllum aff. *manipulatum* POCTA.
Heliolites aff. *decipiens (*MC. COY.*)*
Microplasma gotlandicum DYB.
Thecia Swinderenana GOLDF.
Atrypa prunum HIS.
*Dalmanella crassa (*LINDSTR.*)*
Meristella Tschernischewi KARP.
Retzia Barrandei DAV.
Cipricardia silurica EICHW.
Ilionia prisca HIS.
Mytilus cuneus BARR.
Pterinea migrans BARR.
Bellerophon taenia LINDSTR.
» aff. *sphaera* LINDSTR.
Bellerophon aff. *uralicus* VERN.
Lophospira cf. *bicincta* HALL.
Murchisonia compressa LINDSTR.
» *Demidoffi* VERN.
Pleurotomaria planorbis HIS.
» *Lloidii* SOW.
» cf. *cirrhosa* LINDSTR.
» *claustrata (*LINDSTR.*)*

Institutul Geologic al României

Cipricardia aff. *quadraria* BARR.
Leperditia tuberculata KOLM.
Acaste Downingiae (MURCHIS.)
Encrinurus obtusus ANG.

Les couches supérieures à coraux et brachiopodes, que nous avons distinguées du reste des formations gothlandiennes de la rive roumaine du Dniester, correspondent au troisième horizon de la classification stratigraphique des couches analogues d'Ukraine proposée par WIENJUKOW. Les formes communes à ces deux horizons forment 60% de la faune ci-dessus. Il est plus difficile d'établir des comparaisons de ce genre avec les formations analogues de la partie polonaise de la Podolie, à cause des divergences qui divisent les auteurs au sujet de la faune et de la stratigraphie de ces couches. L'horizon gothlandien qui, dans la partie polonaise de la Podolie, apparaît au-dessus du niveau actuel d'érosion, a été différencié par ALTH (2) comme une unité stratigraphique sous la dénomination de « calcaires de Scala », que l'auteur considère comme l'équivalent des couches de Wenlock.

SZAJNOCHA (112) les prenait pour des couches d'Aymestry et SIEMIRADZKI (113) est resté convaincu que cet horizon représentait également les couches d'Aymestri.

Si nous comparons la faune, décrite par nous, des couches supérieures à Coraux et Brachiopodes, à la liste des formes que les auteurs ci-dessus citent comme existant dans les couches de Scala, nous constatons que notre faune comprend 62 formes communes. M. le prof. R. KOZLOWSKI (60) a entrepris à Varsovie une revision paléontologique détaillée des Brachiopodes provenant de collections plus anciennes et de trouvailles qu'il a faites personnellement dans les couches gothlandiennes de la Podolie polonaise. Les résultats de ses recherches, publiés récemment, forment une contribution intéressante à la science paléontologique et nous apportent de nouvelles vues sur la stratigraphie de tout le complexe gothlandien du Bassin moldo-podolique.

Selon la terminologie stratigraphique récente de M. KOZLOWSKI, l'étage de Scala comprend les formations suivantes: 1. Des dolomites d'Izakowce; 2. Des calcaires à Stromatoporidés de Scala; 3. Des marnes de Dzwinogrod; 4. Des couches de Tajna. La formation la plus développée en tant que dispersion horizontale et verticale, de même que celle qui nous a fourni le plus de formes étudiées, sont les calcaires de Scala.

M. KOZLOWSKI localise dans l'étage de Scala 34 espèces différentes de Brachiopodes, dont 22 sont des formes introduites pour la première fois dans la paléontologie. Se basant sur quelques-unes des 12 formes communes aussi aux formations d'autres bassins européens, il est arrivé à équivaloir l'étage de Scala aux couches d'Aymestry en Angleterre. Les raisons qui ont amené l'auteur à cette conviction sont insuffisantes et peu convaincantes.

Institutul Geologic al României

Les formes *C. nucula*, *Sp. elevatus*, *Sp. crispus*, *C. Wilsoni* et *Rhynchospirina Baylei* ont partout une répartition verticale trop vaste pour permettre de préciser d'une manière plus détaillée l'âge des couches. *M. passer* et *Stropheod. costulata* sont des formes rencontrées exclusivement en Bohême, caractéristiques de l'horizon *eβ*.

Dans les régions baltiques, *B. bilobus*, *S. galeata*, *Prothatyris didyma* et *Atr. prunum* ne dépassent pas les horizons inférieurs Ludlowiens. Ne restent donc plus que la *Daya navicula* et une espèce de *Conchidium*, que l'auteur rapproche du *C. Knighti*, qui sont vraiment des formes propres aux couches d'Aymestry en Angleterre. Nous devons faire remarquer que les deux formes en question n'ont été rencontrées que dans les marnes de Dzwinogrod qui, selon l'auteur, font partie de l'étage de Scala.

Nous ne trouvons dans les calcaires de Scala, sur la liste donnée par l'auteur, absolument aucune forme qui puisse plaider en faveur de l'âge qu'on lui attribue. Les formes telles que *R. Baylei*, *S. galeata*, *Proth. didyma* et *Atr. prunum* sont des formes communes dans les couches supérieures de Wenlock et ne dépassent pas les couches inférieures de Ludlow. Nous avons donc quelques éléments parmi les Brachiopodes cités par KOZLOWSKI dans les couches mêmes qui composent presque entièrement l'étage en question, ce qui nous permet de nous orienter quant à l'âge de cet horizon. Dans ce cas nous ne voyons aucune nécessité de prendre comme critérium de l'âge de tout le complexe une seule forme *(D. navicula)*, localisée exclusivement dans une formation tout à fait spéciale (Marnes de Dzwinogrod). Bien entendu les Brachiopodes en question seuls sont insuffisants pour permettre de préciser d'une manière détaillée l'âge des couches dont ils proviennent. Nous avons cependant l'impression que les formes indiquées par les auteurs désirant les présenter comme nouvelles sont exagérées par rapport à l'élasticité des limites entre lesquelles varient les espèces dans la nature. Nous ne voyons, par exemple, aucune différence entre *Rhipidomella Staszici* KOZL. et *Rh. hybrida* (SOW.), entre *Dalmanella crassiformis* KOZL. et *D. crassa* LINDSTR., entre *Chonetes zbruczensis* KOZL. et *Ch. striatellus* DALM. [1]), entre *Atr. reticularis* var. *Dzwinogrodensis* KOZL. et *Atr. reticularis* L. var. *sagitata* MAUR, etc.

[1]) L'affirmation de l'auteur selon laquelle les côtés du *Ch. striatellus* DALM. ne s'accroissent que par bifurcation, alors qu'en ce qui concerne la forme de Podolie cet accroissement a lieu uniquement par intercalation, n'est pas confirmée. Au sujet de *Ch. striatellus* des couches anglaises Davidson (British foss. Brachiop. silur, III-ème vol. VII-ème partie, page 332), l'auteur dit textuellement: « Surface of both valves covered with numerous thread-like radii, which increase in number at variable distances from the beaks, both by bifurcation and by the interpolation of shorter ribs ». Nous avons pu observer la même chose chez les formes que nous avons rencontrées dans les formations du Dniester.

Institutul Geologic al României

10. Les couches de Ruhotin

On peut observer à Ruhotin (district d'Hotin) et aux environs qu'au-dessus des couches faisant partie de l'étage supérieur à Coraux se sont déposées des couches de marnes argileuses de couleur grise, molles, stratifiées avec des concrétions lenticulaires de calcaire compact noir ou poivre et sel. A certains endroits, à la base de l'horizon, nous rencontrons, intercalées, des couches de calcaire peu volumineuses, de couleur gris foncé ou même noire, compact, semi-cristallin et bitumineux. A la partie supérieure, les marnes argileuses passent à des schistes de couleur plus foncée, stratifiés en minces couches souvent interrompues par des ceintures ou des plaquettes isolées, calcaires ou marneuses.

Si les couches de la base de cet horizon présentent encore certains caractères pétrographiques analogues aux formations gothlandiennes étudiées jusqu'à présent, les couches supérieures présentent une variation lithologique que nous rencontrons pour la première fois.

Dans leur répartition, les couches de Ruhotin s'arrêtent à l'E avant d'atteindre Hotin, et, vers l'W, avant d'atteindre Vadul-Nistrului elles passent sous les schistes noirâtres ou olivâtres, stratifiés en minces feuilles, qui représentent déjà un autre système de couches caractérisées par un habitus lithologique et de faune différente.

Nous avons rencontré dans les couches de Ruhotin les formes suivantes: (Voir le tableau, page 525 du texte roumain).

Etude de la faune. Les éléments entrant dans la composition de la faune, que nous avons rencontrés dans les couches de Ruhotin, répartis selon leurs lieux d'origine, sont groupés comme suit:

Formes du type du nord	45%
» » » méditerranéen	42%
» » » ouralique	2%
» cosmopolites et locales	11%

On constate un accroissement sensible de l'immigration des éléments méditerranéens dans le Bassin moldo-podolique de cette phase. Outre les formes méditerranéennes, en partie déjà rencontrées dans les couches inférieures, on voit apparaître dans les couches de Ruhotin plusieurs espèces nouvelles, propres à cet horizon.

Ces formes sont les suivantes:

Camarotoechia Hebe (BARR.)
» *nucula* (SOW.)
Orthis canalis SOW.
Pentamerus (Barandella) linguiferus (SOW.) var. strix (BARR.)
» *sublinguiferus* MAUR.

Institutul Geologic al României

Conchidium Knighti (SOW.)
Spirifer af. *superstes* BARR.
» *aculeatus* SCHM.
» *Schmidti* LINDSTR. var. *pyramidalis* WEN.
Wilsonia cf. *princeps* (BARR.)
Bellerophon aff. *megalomphalus* LER.
Horiostoma aff. *heliciforme* WEN.
» *globosum* SCHLOTH var. *sculptum* SOW.
Orthoceras af. *Picteti* BARR.
» *Davidsoni* BARR.

Sont communes aux diverses subdivisions gothlandiennes des régions citées les parties suivantes de la faune des couches de Ruhotin:

Gothland (Hede)					Norvège (Kiaer)			Régions baltiques (Schmidt)			Angleterre (Lapw.)		Barrandien (Kettner)				Oural
1—5	6—9	10	11	12	7	8	9	*H1*	*J*	*K*	Lower Salopian	Upper Salopian	*eα*	*eβ*	*eγ*	*F*	Couches hercyniennes
14%	25%	25%	23%	20%	11%	17%	23%	6%	5%	20%	20%	24%	20%	39%	10%	28%	25%

C'est la faune des couches de Ruhotin, avec la subdivision stratigraphique *eβ* du Barrandien, qui présente le pourcentage de formes communes le plus élevé.

Les formes propres à cet étage de Bohême et à l'horizon étudié sont les suivantes:

Camarotoechia Hebe (BARR.)
Spirifer musca BARR.
Atrypa Thisbe BARR.
Orthoceras Davidsoni BARR.

Comparativement aux subdivisions gothlandiennes ayant fait jusqu'à présent l'objet d'études dans la vallée du Dniester, nous pouvons observer dans la faune des couches de Ruhotin une dispersion et une variation plus riche du groupe pentaméroïde.

Le *Pentamerus linguiferus* SOW., qui fait son apparition dans les couches gothlandiennes inférieures les plus basses, vers la fin de la période, manifeste la tendance de se pulvériser en diverses variétés partout où il s'est répandu. Certains auteurs n'établissent aucune différence entre nombre de ces variétés et la forme typique, tandis que d'autres les considèrent comme des espèces indépendantes, tels par exemple le *Pentamerus sublinguiferus* MAUR.,

Institutul Geologic al României

le *Pentamerus sublinguifer* var. *glabra* MAUR, le *Pentamerus ambigena* BARR., le *Pentamerus strix* BARR., etc.

Est importante la présence, parmi les formes du Dniester, de l'espèce *Conchidium Knighti* SOW., une forme caractéristique des couches d'Aymestry en Angleterre.

Le *Platyceras cornutum* HIS. des couches du Gothland ne dépasse pas le niveau d'Eke-märgelsten (horizon 9), que HEDE considère comme le niveau supérieur le plus élevé, équivalant au Salopien inférieur d'Angleterre. Un élément précieux, au point de vue stratigraphique, est l'espèce *Daya navicula* (SOW.) qui devient caractéristique en Angleterre pour les couches de Mocktree ou Daya Shale, du groupe Aymestry du Shropshire, pour les couches Eke-märgelsten du Gothland, les calcaires de Dlovha Hora du Barrandien, les calcaires à *Daya navicula* de Liévin (Pas-de-Calais), etc.

Il semble que les couches de Ruhotin sont faiblement représentées dans la Podolie ukrainienne; elles sont, par contre, complètement et fort bien développées sur le territoire de la Podolie polonaise. Déjà BIENIASZ avait distingué, sous la dénomination de « couches de Dzwinogrod », un système de couches marneuses qu'il a considérées comme une formation de transition entre les couches de Skala et celles de Borszczow. Les auteurs qui se sont occupés plus tard de ces couches ont englobé ce niveau soit dans l'étage de Skala, soit dans celui de Borszczow, en alléguant comme motif les affinités de faune qu'il présente avec les horizons limitrophes. Récemment M. KOZLOWSKI (60) a réparti l'unité stratigraphique de BIENIASZ entre l'étage de Skala et celui de Borszczow.

Quels que soient les inconvénients que peut présenter la délimitation stratigraphique d'un système de couches à faune mixte, une pareille délimitation s'impose, ne serait-ce qu'une délimitation conventionnelle d'ordre paléontologique, quand tout l'ensemble de la forme nous indique clairement que ce système de couches s'est différencié à des moments géologiques, précurseurs de modifications paléo-zoogéographiques accentuées plus tard. La faune de ces couches, dans sa totalité, indique de manière précise que dès ce moment géologique le Bassin moldo-podolique sort de sous l'influence du régime méditerranéen, faiblement mis en évidence dans le passé. Mieux encore, les couches développées entre Raşcov et Onut permettent de déterminer facilement leur position stratigraphique précise comparativement aux formations d'autres parties de l'Europe. Dans ce cas nous ne voyons absolument aucune nécessité de répartir le système de couches en question entre deux horizons à faune de coloris totalement opposés.

Les Brachiopodes suivants, considérés par M. KOZLOWSKI comme des espèces nouvelles et localisés par lui dans l'étage de Borszczow, ont été rencontrés par l'auteur de la présente étude dans les couches de Ruhotin et

Institutul Geologic al României

reconnues comme formes communes avec les formations d'autres parties de l'Europe:

Dalmanella cimex KOZL. = *D. canaliculata* (LINDSTR.)
» *elegantuloides* KOZL. = *D. elegantula* (DALM.)
Barrandella pseudolinguifera KOZL. = *B. sublinguifera* (MAUR)
Septatrypa secreta KOZL. = *Atr. Thetis* BARR.
Lissatrypa leprosa KOZL. = *Glassia obovata* (SOW.)

II. LE COMPLEXE BUCOVINIEN

Les formations paléozoïques finissent dans la rive roumaine du Dniester par un complexe de couches différenciées dans des conditions paléogéographiques opposées. Des dépôts argileux marins ont été déposés, en partie ailleurs, à côté d'autres dépôts, sous l'influence d'un régime continental. Grâce à ce fait, il existe une grande différence au point de vue pétrographique et au point de vue de la faune entre les divers horizons qui composent cette unité stratigraphique.

En général, le complexe final des couches paléozoïques du Bassin moldopodolique est caractérisé en majeure partie par des schistes fins, argileux, de couleur gris foncé ou olive, peu variés par endroit, avec des intercalations marneuses ou calcaires.

Ces schistes sont formés de matériel détritique argileux, fin, prononcé et régulièrement schisteux, clivé en minces plaquettes.

Dans la région de répartition située à l'extrême W, il intervient dans la constitution pétrographique du complexe des variations pétrographiques plus compliquées. Vers la partie supérieure, les schistes deviennent plus minces et les intercalations qui s'y produisent deviennent plus sablonneuses, jusqu'à ce qu'elles passent à des marnes gréseuses et des grès de couleur cerise, violette ou poivre et sel.

Latéralement, vers l'ouest, les modifications sont un peu plus brusques; le facies marin de schistes s'imbrique avec des dépôts de grès d'origine lacustre.

D'après certaines particularités lithologiques et de faune, de même que d'après l'ordre de succession des formations, nous distinguerons dans ce complexe les unités suivantes:

11. Les schistes d'Onut.
12. Les grès de Babin.

11. Les schistes d'Onut

Depuis les environs d'Onut, à la frontière, entre la Bucovine et la Bessarabie, jusqu'à Zviniace en Bucovine, les couches paléozoïques sont représentées dans la rive du Dniester par des schistes argileux de couleur gris

Institutul Geologic al României

foncé ou olive, variant en certains endroits avec des intercalations calcaires. Ces couches sont formées de matériel détritique fin, prononcé et régulièrement schisteux, clivé en minces plaques aux faces parallèles.

La caractéristique générale de la faune des couches d'Onut est le manque d'homogénéité des formes. Nous rencontrons dans la formation décrite des éléments non seulement d'origine paléo-zoogéographique différente, mais parfois même différents en tant que valeur stratigraphique. Leur dispersion en couches est également variable; certaines zones et régions sont extrêmement pauvres en formes, tandis que d'autres sont formées de véritables lumachelles, constituées de coquilles d'une seule ou de plusieurs espèces.

A Onut, la formation est composée de schistes de fine argile de couleur gris-vert, alternant vers la base par des couches plus minces, argileuses, plus grossières en tant que composition et stratification, friables et d'un gris plus clair. (Fig. 15 page 469 du texte roumain).

Dans les horizons inférieurs nous rencontrons aussi à cet endroit certaines formes du type des couches de Ruhotin.

A la partie supérieure des schistes argileux on rencontre, dans quelques zones, des intercalations minces, lenticulaires, calcaires, ou des horizons fossilifères composés d'Orthides, de Strophoménides, de *Chonetes* et quelques rares fois de Rhynchonélides isolés.

Un peu plus loin vers l'W, à Vadul Nistrului, nous trouvons des intercalations plus fréquentes de ceintures de plaques calcaires, plantées dans les schistes argileux dont on peut les détacher aisément, telles les briques d'un mur. Ces intercalations, aussi bien que les couches de schistes argileux, contiennent une grande richesse de formes, groupées pour la plupart en zones, composées d'une seule espèce ou d'un nombre d'espèces restreint (planche VI, fig. 2), particulièrement de Brachiopodes.

Au fur et à mesure qu'on avance vers l'W, on observe que le facies lithologique et la faune des couches d'Onut ne se modifient que fort peu entre Repujineț et Crisceatec. Ce sont toujours les mêmes schistes argileux, de couleur olive, finement stratifiés et souvent interrompus par des intercalations minces, calcaires, lenticulaires, qui forment la roche prédominante. Par contre, à la base de la formation nous observons des couches d'une épaisseur un peu plus grande d'un calcaire compact semi-cristallin ou de marnes calcaires gris foncé ou violettes avec des Céphalopodes, des Ostracodes, des Lamellibranches, et plus rarement avec des restes de poissons placodermes.

Les couches d'Onut comprises dans ce secteur deviennent sablonneuses dans la partie supérieure de la formation, passant ensuite à des marnes sablonneuses et des grès rouges ou poivre et sel, avec Placodermes qui représentent déjà l'horizon suivant.

Dans cette région les restes animaux se groupent également en zones minces, formées d'associations relativement homogènes, intercalées entre

Institutul Geologic al României

les couches plus épaisses peu ou pas du tout fossilifères (planche IX, fig. 1—4).

Les formes que nous avons rencontrées sur divers points de répartition des couches d'Onut sont les suivantes: (Voir le tableau de la page 531 du texte roumain).

L'analyse de la faune des schistes d'Onut. Nous observons tout d'abord que le contraste numérique entre les éléments autochtones et les éléments intrus a subi des retouches sensibles, de sorte qu'il est maintenant difficile de dire lequel de ces deux éléments est prépondérant dans la faune des couches d'Onut et si maintenant l'élément du type du nord à lui seul conserve encore une valeur décisive au point de vue stratigraphique. A notre avis cet élément perd le rôle principal qu'il a joué jusqu'à présent dans la stratigraphie des couches gothlandiennes déjà étudiées, par le fait que de nombreuses formes du N, ayant survécu jusqu'à ce moment géologique, se sont pulvérisées en variétés locales.

Les formes les plus répandues dans les couches d'Onut se groupent principalement autour de 4 classes zoologiques, formant certaines associations groupées selon des zones de facies. Ainsi, dans la zone le plus à l'W, à savoir entre Repujineț et Zviniace, prédominent les Céphalopodes, les Lamellibranches et les Crustacés; d'autres types sont représentés faiblement et sont réduits en tant que nombre et variations. Vers l'E, par contre, prédominent les Brachiopodes, les autres groupes étant plus faiblement représentés entre Vadul Nistrului et Onut.

Le facies de l'E à Brachiopodes. Nous devons tout d'abord admettre que les couches de base des environs de la localité d'Onut, bien qu'elles présentent des caractères pétrographiques analogues au système de couches analysées à ce chapitre, doivent, d'après certaines formes qu'elles contiennent, être considérées comme appartenant encore au niveau stratigraphique antérieurement étudié. Ainsi, rien que dans les couches inférieures d'Onut, à côté de certaines formes communes aux schistes d'Onut et à ceux de Ruhotin, nous avons rencontré quelques exemplaires d'*Homalonotus*, se rapprochant beaucoup de l'*H. delphinocephalus* GREEN, s'il ne lui est pas identique.

Les formes rencontrées à Onut dans les horizons supérieurs peuvent être mises sur le même degré stratigraphique que celles rencontrées dans les localités situées plus à l'W.

Camarotoechia tarda (BARR.) cum variet. est une forme assez commune à ce facies, composant des horizons entiers dans la vallée du Dniester. On la rencontre encore sous sa forme typique dans les couches supérieures gothlandiennes du Barradien et elle passe aussi dans les couches inférieures dévoniennes. On la rencontre de même dans les calcaires d'Angres, près de Liévin (Pas-de-Calais), considérés comme les couches ludlowiennes supérieures les plus hautes.

Institutul Geologic al României

Camarotoechia confinis (BARR.), une forme se rapprochant beaucoup de la précédente, caractérise dans le Barrandien l'étage eβ.

On la rencontre chez nous dans les deux variations de facies, mais elle est plus rare dans la seconde.

On rencontre *Spirifer togatus* BARR. et *Strophomena Phillipsi* BARR. dans le Barrandien du Gothlandien jusqu'au Dévonien.

A notre avis *Spirifer inchoans* BARR. n'est qu'une variété de la forme *S. elevatus* DALM. qui donnera *S. Nerei* BARR. *S. elevatus* est inconnu dans les couches gothlandiennes du Barrandien, alors que la variation *S. inchoans* constitue une caractéristique de l'étage *e*γ.

Les formes:

Spirifer elevatus DALM.
Chonetes striatellus DALM.
Rhipidomella hybrida (SOW)
Dalmanella canaliculata (DALM)
» *elegantula* (DALM)

sont des types gothlandiens du facies du N.

Par contre, *Orthis praecursor* BARR. est considéré en Bohême comme une forme dévonienne.

Elles restent pour le moment à part parmi le reste des formes.

Stropheodonta Dutertrii (MURCHIS.) var. *Siemiradzkii* n. var. et *Mutationella podolica* (SIEM.) sont toutes les deux assez répandues dans les couches d'Onut.

La première forme représente probablement la liaison phyllogénétique avec *Strophomena studenitzae* WEN. rencontrée dans les couches inférieures gothlandiennes du Bassin paléozoïque moldo-podolique, et a été considérée comme telle par SIEMIRADZKI. Quant à nous, nous n'avons trouvé que des différences insignifiantes avec *Str. Dutertrii* (MURCHIS.), forme silurienne rencontrée aussi dans les calcaires de F e r q u e s, dans le Bas-Boulonnais.

Mutationella podolica (SIEM.), commune à ce facies, se rencontre moins fréquemment dans le second facies. Elle est assez variable, mais certaines variétés présentent des ressemblances avec la *Retzia melonica* BARR., connue dans le Dévonien de Bohême.

Le facies de l'W à Céphalopodes et Lamellibranches. Presque tous les Céphalopodes de ce facies sont des types de Bohême qui caractérisent spécialement les calcaires de Lohkov, considérés comme facies à Céphalopodes de l'étage eβ du Barrandien.

Grammysia cyngulata HIS. apparaît dans l'Ordovicien du Pays de Galles et finit par devenir commune dans l'U p p e r L u d l o w du Westmoreland, du Shropshire, etc. On la rencontre ensuite dans les couches gothlandiennes des régions baltiques, dans les couches siluro-dévoniennes de Liévin, dans les schistes de M o n d r e p u i t s dans les Ardennes etc.

Institutul Geologic al României

Aviculopecten reticulatus (His)
Pteronitella retroflexa (Wahl.)
Sanguinolites (*Arca*) *decipiens* (Mc. Coy)
Grammysia complanata Sow.

caractérisent partout, dans les régions du N, les couches supérieures du Salopien. En Angleterre, elles sont répandues dans les couches de Wenlock et de Ludlow; dans le Gothland, elles caractérisent les horizons 10—12, et dans la région d'Oslo les zones supérieures de l'horizon 9; on les rencontre également dans l'horizon *K* des régions baltiques.

Cucullella aff. *tenuiarata* Sandb.
» » *cultrata* Sandb.
Pterinea aff. *ventricosa* Phill.

sont des formes se rapprochant des formes dévoniennes.

Généralement, on rencontre rarement les Brachiopodes. Font toutefois exception les Lingulidés, spécialement *Lingula cornea* Sow., qui multiplie parfois, formant de minces zones, souvent en association avec *Pteraspis* (planche X, fig. 3).

On rencontre cette forme en association analogue aussi dans les couches de «Downton Castle Sandstone», de la série «Passage-Beds» en Angleterre.

Parmi les caractéristiques du facies à Céphalopodes et Lamellibranches, il faut encore ajouter la présence des Placodermes et des Gigantostracés.

Les poissons que nous avons rencontrés dans les couches d'Onut sont les suivants:

Palaeaspis Simionescui n. sp.
Pteraspis rostratus Agas.
» *Kneri* Lanck
» *podolicus* Alth.
Cyathaspis Sturi Alth.

Le genre *Palaeaspis*, considéré comme le plus inférieur de tous les Pteraspides, dans les quelques cas rencontrés en Amérique et en Europe, caractérise de manière constante les horizons supérieurs du Gothlandien.

Pteraspis rostratus Agas. est une forme qui passe déjà dans les couches inférieures dévoniennes, caractérisant la formation d'Old-red en Angleterre.

On rencontre dans les mêmes couches de cet horizon de nombreux Ostracodes et plus rarement des Gigantostracés. De ce dernier groupe nous avons trouvé une petite forme d'*Eurypterus* et plusieurs restes de *Pterygotus*.

On connaît, dans les région du N à formations gothlandiennes, plusieurs horizons à Gigantostracés situés à des niveaux stratigraphiques différents, de même que nous en avons aussi rencontré un dans les couches inférieures déjà étudiées.

Institutul Geologic al României

Si nous avons regardé le premier comme l'équivalent des horizons de la fin du Salopien inférieur, en ce qui concerne le second, en association avec des poissons, il doit être mis à côté des couches du « Ludlow Bone-bed », caractérisées dans le Pays de Galles par les *Pteraspis*, *Eurypterus*, *Pterygotus*, *Slimonia*, *Beyrichia Cloedeni*, etc.

Les Ostracodes sont fréquents dans certaines zones de ce facies, tant au point de vue du nombre que des variations. Ce qui attire surtout l'attention, ce sont les grandes formes de *Leperditia tyraica* SCHM., que nous avons d'ailleurs rencontrée aussi dans d'autres horizons inférieurs de chez nous, sans qu'elle forme toutefois des agglomérations du type de celles des couches de Zviniace. (Planche IX, fig. 1).

Caractères du facies et âge des schistes d'Onut. D'après ce qui a été dit plus haut, nous savons déjà que la faune n'est pas uniforme dans les couches d'Onut sur toute l'étendue de leur répartition.

Le grand nombre d'individus de certaines espèces entassées à certains endroits trahit l'existence de conditions favorables au développement de certaines espèces dans des zones déterminées, et ceci probablement en liaison avec la topographie du fond de la mer et avec l'agitation réduite de la mer dans cette zone.

A l'W, entre Repujineț et Zviniace, le rapport entre les groupes animaux vivant ensemble dans ces couches se modifie dans le sens suivant:

Brachiopodes	13%
Lamellibranches.	20%
Céphalopodes	20%
Crustacés.	26%
Poissons et autres formes. . . .	10%

Des associations biologiques de ce genre font toujours soupçonner l'existence d'un facies littoral rapproché.

Un simple regard sur le tableau de formes que nous avons rencontrées dans les couches d'Onut nous met en mesure d'observer qu'elles forment dans leur ensemble un type de faune qui ne permet pas de préciser si les couches se sont déposées dès le Gothlandien ou bien si, dépassant ce système, elles n'ont pas commencé dans la phase dévonienne. Les critériums paléontologiques semblent suffisants, aussi bien pour que contre l'un ou l'autre des points de vue.

Les avis formulés jusqu'à présent au sujet de l'âge des formations analogues de la Podolie polonaise sont contradictoires. En 1889, SZAJNOCHA (102) considérait divers facies comme des horizons stratigraphiques différents, proposant les termes de couches d'Iwanie, de Czortkow et de Borszczow.

Institutul Geologic al României

Rien que dans le profil de Zaleszczyki, SIEMIRADZKI (113) distingue 25 horizons, caractérisé chacun par des formes spécifiques, lesquels sont répartis dans toute la série gothlandienne et dévonnienne jusqu'à l'horizon à *Calceola sandalina* des autres parties de l'Europe.

Cet auteur commence le schéma stratigraphique de Zaleszczyki par les couches de Lower Ludlow, considérant comme telles les couches à *Eurypterus* et *Pterygotus*, suivies d'horizons à *Leperditia tyraica* dont l'auteur fait l'équivalent du Aymestry limestone d'Angleterre.

Selon les indications de l'auteur, l'horizon à *Eurypterus* et *Pterygotus* se trouverait à Crisceatec, à un niveau ne dépassant pas 6 m au-dessus de l'eau, soit donc à peu près à la cote de 150 m de niveau absolu. Nous avons rencontré l'*Eurypterus* sp. dans les schistes de la tête du pont reliant Zviniace à Zaleszczyki, vers la cote de 160 m, et les restes de *Pterygotus* à des niveaux encore plus élevés.

On ne peut non plus considérer comme zone stable celle contenant *Leperditia tyraica*; cette forme a, dans les formations paléozoïques de chez nous, une dispersion verticale beaucoup plus large. Nous l'avons rencontrée dans le premier horizon à *Eurypterus* au-dessus de l'étage inférieur à Coraux, de même que dans les couches argileuses, intercalées entre les grès rouges à Placodermes, que SIEMIRADZKI considère comme dévoniens.

Nous estimons que les couches de Zviniace, aussi bien que celles de Zaleszczyki à *Eurypterus*, *Pterygotus*, Placodermes, etc., ne peuvent être l'équivalent du niveau Ludlow inférieur à Gigantostracés, mais celui d'un autre niveau, supérieur.

Il n'est guère facile d'analyser le point de vue de SZAJNOCHA en ce qui concerne l'âge des formations analogues à nos couches d'Onut, vu que la majeure partie de l'argumentation paléontologique est basée sur des espèces nouvelles qu'il n'a ni décrites, ni figurées.

KOZLOWSKI (60), dont les conceptions stratigraphiques ne diffèrent pas de beaucoup de celles de SZAJNOCHA, a remédié récemment à cet inconvénient.

Selon ces deux auteurs le complexe final gothlandien du Bassin moldopodolique peut être divisé en deux étages, dont l'étage inférieur de Borszczow est caractérisé par l'abondance des Brachiopodes et le nombre sensiblement réduit d'animaux appartenant aux autres classes.

Les espèces localisées par KOZLOWSKI dans cet étage sont au nombre de 25. Sur ce nombre, nous laisserons de côté les formes: *R. frequens*, *D. elegantuloides*, *B. pseudolinguifera*, *L. leprosa* et *S. secreta*, analysées par nous lors de l'étude des couches de Ruhotin, formation que cet auteur a englobée en partie dans l'étage de Borszczow.

Il nous reste par conséquent 20 espèces de Brachiopodes, que nous pourrions considérer comme étant localisées dans des couches, analogues au facies à Brachiopodes des schistes d'Onut. 12 de ces espèces sont des formes

Institutul Geologic al României

endémiques, celles communes à d'autres régions de l'Europe sont les suivantes:

C. tarda (BARR.)	*C. carens* (BARR.)
L. emarginata (BARR.)	*S. striata* (SOW)
S. Lewisi DAVID	*M. passer* BARR.
D. Gervillei DEFR.	*L. rhomboidalis* (WILCK.)

Dans leur répartition verticale ces formes parcourent entièrement le complexe gothlandien, quelques-unes passant aussi dans le Dévonien, de sorte que KOZLOWSKI a dû, pour déterminer l'âge de cet étage, renoncer aux méthodes paléontologiques habituelles.

SZAJNOCHA, et après lui KOZLOWSKI et d'autres, considèrent la variation du facies des schistes d'Onut, dans la faune desquels les Brachiopodes ne jouent pas le rôle principal, comme un étage supérieur au précédent. Jusqu'à présent on ne peut considérer comme pleinement réussie l'intention de prouver l'indépendance stratigraphique de l'étage de Czortkow, bien que le contraste des faunes soit considérable. KOZLOWSKI trouve dans l'étage de Czortkow 12 espèces de Brachiopodes, dont 7 sont communes à l'étage de Borszczow et 5 lui sont propres. Sur celles-ci, *Stropheodonta subinterstrialis* var. *seretensis* KOZL. est en réalité une variation individuelle de *Stroph. Dutertrii* var. *Siémiradzkii* n. var. que nous avons rencontrée aussi dans le facies à Brachiopodes. Le nombre des côtes secondaires varie chez cette espèce en rapport avec la gibosité plus ou moins grande des exemplaires, comme d'ailleurs par rapport à la forme typique de *S. Dutertrii* de Ferques. *Chonetes mediocostalis* KOZL. forme des zones aussi dans le facies à Brachiopodes, et quant à *Mutationella podolica* (SIEM.) elle compose des zones de lumachelle formées presque exclusivement de cette espèce dans les deux facies. *Spirifer elevatus* var. *Zaleszczykiensis* KOZL. semble être en effet une forme propre au facies à Céphalopodes et Lamellibranches [1]). Par conséquent, si nous nous limitons uniquement aux Brachiopodes, presque toutes les espèces rencontrées jusqu'à présent dans les couches de Czortkow sont aussi communes à l'étage de Borszczow.

Le synchronisme entre les formations en question est confirmé par le fait, reconnu d'ailleurs aussi par KOZLOWSKI, que les couches de Borszczow aussi bien que celles de Czortkow recèlent des restes de poissons placodermes.

Selon la conception de SZAJNOCHA, les couches à Gigantostracés et à Poissons placodermes ne devraient exister dans la rive du Dniester qu'entre les

[1]) Fait intéressant à signaler, on recontre, parmi les (petit) formes de *S. Nerei* BARR., des calcaires de Koneprusi, rarement il est vrai, des variations qui s'écartent de la forme typique, se rapprochant beaucoup de *S. elevatus* var. *Zaleszczykiensis* KOZL. Il existe un pareil exemplaire dans la collection du Barrandeum de Prague, enregistré sous NCF. 349, cat. 8784.

Institutul Geologic al României

localités restreintes situées aux environs de Iwanie et de Zaleszczyki. Ce fait est en contradiction avec la constatation d'ALTH (2), qui mentionne le *Stylonurus* dans les schistes argileux de Mitkeu, localité située sur la rive roumaine du Dniester, dans le voisinage immédiat d'Onut, par conséquent dans la zone du facies à Brachiopodes.

WIENJUKOW a fait une constatation plus intéressante relativement à la dispersion de cet horizon. Il a décrit à Satanow des formations paléozoïques supérieures, représentées par une alternance de calcaires compacts, semi-cristallins, contenant des schistes verdâtres de fine argile. Il a rencontré dans les couches de calcaire:

Beyrichia inornata ALTH.
» *Reussi* ALTH.
Orthonota sp.
Pteraspis (*Scaphaspis*) *obovatus* ALTH.

Dans la faune des schistes verdâtres argileux, il cite entre autres aussi *Eurypterus Fischeri* EICHW.

Ces faits peuvent nous faire supposer que l'horizon à Gigantostracés et Placodermes a une répartition horizontale beaucoup plus large que certains géologues ne l'admettent, étant donné qu'il dépasse la limite établie par SZAJNOCHA entre les étages de Czortkow et de Borszczow.

Seul le synchronisme parfait entre les couches à Placodermes et Gigantostracés de Zaleszczyki et celles de Satanow peut nous expliquer la manière dont le spécimen de *Pteraspis* décrit et figuré par WIENJUKOW a pénétré dans les couches paléozoïques de la Podolie ukrainienne.

A notre avis les horizons différents de SZAJNOCHA, telles que les couches d'Iwanie, de Czortkow et de Borszczow, sont synchrones pour la plupart, représentant des variations de facies d'un seul et même système de couches.

Le complexe de couches que nous avons distinguées comme schistes d'Onut, représente sans doute une formation synchrone des dernières subdivisions gothlandiennes d'autres parties de l'Europe. Les éléments de faune localisés dans cette formation présentent toutefois trop peu de variations dans leur répartition verticale et un habitus paléontologique tout à fait particulier, de sorte que nous croyons qu'il est impossible d'établir une délimitation à l'intérieur de ce complexe d'horizons à position stratigraphique déterminée.

Bien que la faune des couches d'Onut contienne certains éléments dévoniens, ils ne présentent pas un habitus typique à ce système. Il ressort de l'étude sommaire de la faune des couches d'Onut qu'elle est composée des trois éléments suivants:

1. de formes du type du nord;
2. de formes du type méditerranéen;

Institutul Geologic al României

3. de formes génétiques, ayant évolué sur place et provenant des unes aussi bien que des autres.

Le développement de conditions favorables à la différenciation des formes nouvelles coïncide souvent dans l'histoire de la terre avec l'isolation et la réduction sensible des bassins marins antérieurs. Les phénomènes biogénétiques qui ont eu lieu dans le Bassin moldo-podolique, à la fin du Gothlandien, ne diffèrent pas beaucoup de ceux qui se sont manifestés plus tard dans les golfs de K o n c a et de B u g l o v c a.

Les nouveaux éléments différenciés dans ces conditions trouvent des moments favorables pour poser les bases génétiques d'une partie de la faune, qui évoluera plus tard sur les lieux mêmes ou dans d'autres régions.

Par conséquent il est possible que certaines formes, rencontrées dans les couches dévoniennes des régions avoisinantes, aient été différenciées d'autres, préexistantes dans le Bassin paléozoïque moldo-podolique, ou qu'elles aient pris directement naissance dans ce bassin.

Dans ce sens la faune des couches d'Onut pourrait peut-être être dénommée « s i l u r o - d é v o n i e n n e », sans que l'on entende par là aussi la présence des couches dévoniennes en tant qu'unité de temps géologique.

Le terme le plus exact pour désigner les formations du complexe final du Bassin moldo-podolique serait celui de « transition », sans être synonyme du terme anglais de « p a s s a g e - b e d s », étant beaucoup plus large comme notion de temps que ce dernier.

12. Les grès de Babin

Tout à fait à l'extrémité W de la répartition des formations paléozoïques de la rive roumaine du Dniester, de Repujineț au point de frontière Babin, on rencontre des couches gréseuses, argilo-sablonneuses de couleur rouge, cerise, grise ou verdâtre. Cette formation, généralement sablonneuse, présente quelques faibles variations lithologiques. Elle commence par des couches argilo-sablonneuses verdâtres, passe ensuite à des grès ou des marnes sablonneuses de couleur rouge-cerise ou brune, qui alternent avec des couches de marnes sablonneuses ayant une stratification peu prononcée. Les marnes sablonneuses ont une constitution lœssoïde et ont comme trait particulier la propriété de se désagréger et de se fendre en gros morceaux aux contours irréguliers ou en colonnes prismatiques. Cette roche, de couleur brune ou cerise, présente souvent aussi des tâches violettes, avec des nuances de la couleur du bronze, qui lui impriment l'aspect strié caractéristique de l'horizon.

Les couches de grès rouges sont parfois interrompues par des schistes argileux verdâtres ou olives, d'épaisseurs insignifiantes.

Institutul Geologic al României

Les couches de Babin se terminent par des grès quartzeux de couleur poivre et sel, dont la répartition chez nous est limitée entre Schit et Babin. Leur épaisseur est insignifiante (fig. 18, page. 475 du texte roumain).

Ce qui caractérise encore nos grès rouges, c'est que l'on rencontre souvent, à la surface, des croûtes d'insolation, des traces de vagues et des crevasses de dessication.

La faune des couches de Babin n'est pas moins caractéristique. On ne rencontre dans les grès et les couches argilo-gréseuses que des Poissons placodermes et quelques rares fois des formes problématiques du type « Fucoïde ».

On trouve des formes éparses dans presque toute l'épaisseur des couches, mais parfois les restes de poissons sont agglomérés, formant de minces zones ou des intercalations de véritable brèche osseuse. (Planche. X, fig. 1).

Nous avons rencontré dans les couches étudiées par nous les formes ci-dessous.

Dans les grès et les couches argilo-gréseuses:

Cyathaspis aff. *Sturi* ALTH.
Pteraspis rostratus AG.
» *major* ALTH.
» » » var. *latifrons* n. var.
Cephalaspis aff. *Heintzi* STENS.
Cephalaspis bucovinensis f. n.
Auchenaspis sp.
Phlictenaspis sp.
Spirophyton cfr. *Eifeliensis* KAYS
Pteraspis Kneri LANCK.

Dans les intercalations de schistes argileux verts ou olives:

Lingula cornea SOW.
Mutationella podolica (SIEM.)
Leperditia tyraica SCHM.
Beyrichia sp.

L'origine des couches de Babin. Les conditions physico-géographiques qui ont présidé à la formation des couches de grès et d'argile sablonneuse, couleur cerise, du Bassin moldo-podolique, peuvent être facilement déduites des caractères pétrographiques de la faune et des traces visibles à la surface des couches et provenant de certaines conditions climatiques et bathymétriques.

La constitution pétrographique des formations analogues de la Podolie polonaise a été étudiée par M. HAMERSKA (52), qui a prouvé que les couches argilo-sablonneuses provenaient de matériel éolien remanié, tandis que les grès quartzeux étaient des sables que le vent a entassés sur la terre ferme.

Nous ne pouvons que confirmer l'opinion de cet auteur en ce qui concerne les couches argilo-sablonneuses de couleur cerise.

Ces formations reproduisent chez nous, jusque dans les détails, l'aspect et le mode de désagrégation d'une roche du type loessoïde.

Institutul Geologic al României

La seconde théorie de M. HAMERSKA relativement à la genèse des grès quartzeux supérieurs, n'est pas applicable à nos formations. On rencontre dans les couches analogues de Babin des restes de Placodermes, tout comme dans les couches argilo-gréseuses de couleur rouge-cerise, fait qui prouve que tout le complexe de couches s'est formé sous l'eau. Cela n'exclut cependant pas la possibilité qu'il existe dans le Bassin moldo-podolique aussi des dépôts éoliens formés sur la terre ferme.

La présence des traces de vagues, des crevasses de sécheresse et des croûtes sur la surface des couches indique un climat aride et des effets d'insolation prononcés, et aussi que les conditions bathymétriques étaient changeantes dans le bassin où se sont déposées les couches de Babin.

Des indications précieuses concernant le régime physico-géographique à l'époque de la formation des couches de Babin nous sont fournies par leur faune et par les phénomènes dynamiques analysés plus haut, de sorte qu'à notre avis l'origine lacustre des grès et des couches argilo-gréseuses de couleur rouge-cerise ne fait plus aucun doute.

Selon toutes probabilités, vers la fin du Gothlandien, dans le Bassin moldo-podolique, se répètent dans leurs grandes lignes les conditions géographiques de la fin de l'Ordovicien. La mer se retire, laissant derrière elle des lacs dans lequels se développe un type de faune correspondant aux conditions créées. En même temps se modifient les conditions de sédimentation aussi dans la zone littorale de la mer.

Il est probable que la réduction considérable de l'appareil fluvial du continent, et par conséquent la diminution de l'apport de matériel terrigène par ces voies, de même que le manque d'agitations dans la zone de petite profondeur de la mer, ont provoqué la différenciation des schistes argileux de couleur olive, finement stratifiés, d'Onut. Les deux unités géographiques, d'une part la mer et d'une autre les lacs continentaux du voisinage immédiat, se trouvent à certains moments en liaison directe. De la sorte s'explique la présence des Poissons placodermes et des Gigantostracés dans certains horizons marins. En outre, nous enregistrons dans la zone de la côte des changements alternatifs de régime lacustre et de régime marin. A la suite de ces changements ont pris naissance les dépôts argilo-gréseux bruns, parmi les couches supérieures marines de Repujineț et de Zviniace, et les minces intercalations de schistes argileux de couleur olive, à formes marines, parmi les couches brunes gréseuses de Babin.

L'affirmation de SIEMIRADZKI, selon laquelle il existerait un synchronisme entre les grès rouges à Placodermes et les horizons supérieurs marins de Crisceatec, est par conséquent bien fondée.

La position stratigraphique des couches de Babin. D'après les indices pétrographiques, les couches de Babin présentent une ressemblance avec le facies dévonien de «Old Red Sandstone». On rencontre les mêmes grès ou

Institutul Geologic al României

dépôts argilo-gréseux de couleur rouge cerise, à Poissons placodermes, dans le Pays de Galles, dans le nord de la France, en Belgique, dans les régions baltiques, etc.

Quant à la faune des couches de Babin, nous constatons de prime abord que la plupart des espèces sont des formes locales.

Ce sont diverses espèces de *Pteraspis* qui forment la majeure partie de la faune des couches de Babin. On rencontre ce genre en Europe depuis les Passage-Beds jusqu'à l'Eifelien.

On trouve *Pteraspis rostratus* AG. dans les couches marines de Zviniace, de compagnie avec *Lingula cornea*, ainsi que dans les couches inférieures et les couches moyennes du facies lacustre de Babin. On rencontre, en association avec la dite espèce de *Lingula*, des Poissons placodermes aussi dans les couches de «Downton Castle Sandstone» de la série «Passage-Beds» en Angleterre.

Nous avons rencontré *Pteraspis Kneri* LANCK., aussi bien dans le facies lacustre, que dans les couches supérieures marines de Zviniace. La forme en question, qui est également propre à notre bassin, a été déterminée par LANCKESTER, qui, après avoir étudié de manière détaillée la faune des poissons des grès rouges d'Angleterre, n'a pu trouver de motifs suffisants pour identifier notre forme avec une espèce connue.

Comme nous l'avons déjà montré, dans les horizons supérieurs de Babin apparaissent des poissons appartenant au groupe des Cèphalaspides et des Coccostéides. Ces formes sont limitées aux niveaux supérieurs gréseux et on ne les rencontre guère dans le facies marin. Ce dernier horizon des couches paléozoïques du territoire roumain est limité en tant que dispersion entre Babin et Zviniace. Il est composé à sa base de couches argilo-sablonneuses de couleur rouge-cerise, et à sa partie supérieure de grès quartzeux de couleur grise. On rencontre ici, outre *Pteraspis rostratus* AG. et le *P. Major* ALTH., aussi *Cephalaspis Heintzi* STENSIO, caractéristique pour les couches downtoniennes du Spitzberg, *Auchenaspis* et *Phlictenaspis*, dont nous rencontrons des représentants variés dans les couches de passage de la phase gothlandienne à la phase dévonienne du Pays de Galles.

Nous avons rappelé plus haut qu'à Babin les couches argilo-sablonneuses étaient interrompues par de minces intercalations de schistes argileux, de couleur verdâtre, dans lesquels on rencontre les variétés suivantes:

Mutationella podolica
Lingula cornea
Leperditia tyraica
Beyrichia sp.

Toutes ces formes nous sont déjà connues de l'étude de la faune des schistes d'Onut.

Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE

DES SUBDIVISIONS ET CORRÉLATIONS DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DU BASSIN MOLDO-PODOLIQUE

		BASSIN MOLDO-PODOLIQUE				ANGLETERRE	ESTHONIE (F. SCHMIDT et R. BASSLER)	GOTHLAND (I. HEDE)	NORVÈGE (KIAER, KIERULF, BROGGER)
		RIVE ROUMAINE DU DNIESTER	PODOLIE RUSSE WIENJUKOW (1899)	PODOLIE POLONAISE SZAJNOCHA (1889)	PODOLIE POLONAISE KOZLOWSKI (1929)				
GOTHLANDIEN	12	Grès de Babin	III. HORIZON (Satanov, Dumanov, Nieghin, couches supérieures de Kamienetz-Podolski)	OLD-RED DE LA PODOLIE 4. Couches d'Iwanie	III. Étage de Czortkow	Downtonien		10 — 12	10
	11	Schistes d'Onut		3. Couches de Czortkow	II. Étage de Borszczow				9
	10	Couches de Ruhotin		2. Couches de Borszczow			K 2	9	
	9	Couches supér. à coraux et brachiop.			I. Étage de Skala: 3. Couches de Tajna	Salopien supérieur			
	8	Couches de Hotin: *b)* Couches à *Eurypterus*; *a)* Calcaires dolomitiques	II. HORIZON (Zwanietz, Braga, Kam.-Podolski, Zawalie, Mukscha, Orynin.)	1. Couches de Skala	2. Marnes de Dzwinogrod 1. Calcaires de Skala		K 1	7 — 8 6	9
	7	Couches supér. à coraux et brachiop.: *b)* Schistes à *Favosites*; *a)* Schistes à Strophoménides	I. HORIZON (Studenitza, Kitaj-gorod)			Salopien inférieur	J	1 — 5	8
	6	Couches de Resteu				Valentien	G—H		7 5 b — 6
ORDOVICIEN	5	Grès de Molodova				Asghilien	F 1 — 2		5 a 4 d
	4	Schistes de Naslavcea				Caradocien	E — D 3 D 1 — 2 C 3 — 2 C 1		4 c 4 a — b
	3	Grès d'Atachi				Llandeilien	B 3		
	2	Schistes verts				Skiddavien	B 2		3 b —
	1	Grès de Cosăuți				Trémadocien	B 1 A 2 d A 2 c		3 a
						CAMBRIEN	A 1		2

Institutul Geologic al României

On rencontre, dans la partie supérieure du profil de Babin, dans de minces intercalations schisteuses de couleur rouge, un type de « Fucoïde » semblable au *Spirophyton Eifeliense* KAYS., forme également connue des schistes verdâtres supérieurs de Zviniace.

Certains géologues polonais considèrent la faune des grès à facies d'« Old Red » du Bassin moldo-podolique comme une faune dévonienne. SIEMIRADZKI (113) croit que ces couches, de même que leurs équivalents marins, représentent toute la série dévonienne. Cette opinion relative aux couches marines a fait l'objet d'une analyse en son temps. Quant à la faune des grès et des marnes argilo-sablonneuses, l'opinion de SIEMIRADZKI a été reprise de manière plus documentée dans le récent ouvrage de ZYCH (160) sur les poissons des grès rouges.

Ainsi qu'il ressort de l'étude de cet auteur, la faune des couches à facies d'Old Red dans la région voisine polonaise est plus compliquée que la faune des couches de Babin. Chez nous, non seulement il n'a pas été possible de constater l'évolution tellement graduelle des Ptéraspides, mais on n'a pas non plus trouvé d'indices paléontologiques suffisants en faveur de l'âge dévonien de l'horizon étudié. Nous basant sur l'analyse de la faune des couches marines d'Onut et des formations synchrones de Babin, nous croyons que dans la rive roumaine du Dniester la série paléozoïque se termine avec les couches supérieures downtoniennes, équivalant aux couches de Ledbury de Malvern Hills, caractérisées par diverses espèces d'*Auchenaspis*, de *Didymaspis*, de *Cephalaspis*, d'*Onchus*, etc.

Institutul Geologic al României

III-ème PARTIE

CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Nature et origine du soubassement des sédiments paléozoïques du Bassin moldo-podolique. Différenciation du Bassin paléozoïque moldo-podolique et son évolution dans la phase inférieure ordovicienne. Les schistes verts de la vallée du Dniester et de la Dobrogea et les éléments « exotiques » des Carpates

Ainsi qu'on peut l'observer même dans la rive roumaine du Dniester, les couches paléozoïques ont été déposées sur un soubassement cristallin. Celui-ci fait son apparition, le plus souvent et sur des superficies plus étendues, en Ukraine et en Volhynie, où il a été étudié par des auteurs russes qui ont établi qu'il était d'âge antécambrien (78). Jusqu'au moment de la transgression des eaux du Bassin paléozoïque moldo-podolique, le substratum cristallin a subi une évolution géologique compliquée. Il n'a pas encore été établi définitivement si les gneiss de la plateforme ukrainienne sont des granits ou des formations sédimentaires métamorphosées, mais il semble que cette plateforme représente un reste de pénéplaine, formée par suite de la dénudation, très avancée, de montagnes antécambriennes.

Selon KARPINSKY (61) les chaînes antécambriennes avaient sur la surface de la Plateforme russe une disposition en éventail, composé d'arcs de cercle dont la courbure était dirigée vers l'E.

KUZNIAR (71) a émis récemment l'hypothèse que la Plateforme russe aurait été traversée, durant la période antécambrienne, par une seule chaîne « Scythique », dont la branche S traversait la région du massif cristallin ukrainien d'aujourd'hui.

De même, on ne saurait dire avec précision jusqu'où s'étendait ce substratum cristallin vers le S de la zone actuelle du Dniester, de même que l'on ne connaît pas non plus les autres limites de la Plateforme russe durant la période antécambrienne.

Si l'on s'en tient aux schémas paléogéographiques des traités classiques, on peut constater l'existence, durant la période cambrienne, d'un vaste continent finno-sarmatique, dont faisait partie aussi ce qui devait être le substratum du Bassin moldo-podolique. Le continent finno-sarmatique

Institutul Geologic al României

s'étendait vers le N jusqu'en Finlande, et vers le S il comprenait la Plateforme balkanique et le Caucase. Il s'étend ansuite vers l'E, jusqu'au-delà de l'Oural, et vers l'W, jusqu'en Bretagne, sous forme de péninsule.

La fin de la période cambrienne en Europe est caractérisée par un retrait prononcé des eaux, de sorte que le continent finno-sarmatique s'accroît sensiblement, mais pas pour longtemps. Avec le commencement du système ordovicien on enregistre une nouvelle invasion des eaux sur le continent, qui dépasse la limite occupée par les mers au commencement de la période antérieure. A l'époque de la faune à l'*Euloma Niobe*, les eaux de l'Ordovicien inférieur s'étendent vers le N jusqu'à la limite SW de la plateforme russe et vers l'W jusqu'aux monts Sandomir. A notre avis c'est à ce moment et pas à un autre que commence l'histoire du Bassin paléozoïque moldo-podolique dont l'étude fait l'objet du présent ouvrage.

Les caractères pétrographiques des couches déposées au commencement de cette transgression permettent de suivre facilement les variations dynamiques de la mer durant cette phase. On peut poursuivre les grès de Cosăuți aussi plus loin en Ukraine, sur une zone parallèle à ces dépôts de la vallée du Dniester, sur une distance de quelques dizaines de kilomètres seulement vers l'W.

La seule interprétation qu'on puisse donner à ces faits est qu'au commencement de la transgression, dans le voisinage immédiat de la vallée actuelle du Dniester, s'est développé un régime continental.

On peut également observer qu'au fur et à mesure que les grès de Cosăuți augmentent en épaisseur, la constitution des couches devient plus fine, jusqu'à ce qu'elles finissent par être recouvertes de couches d'argiles schisteuses vertes. Ainsi qu'il a été constaté en Ukraine (11), les schistes verts dépassent la limite de répartition des grès de Cosăuți, car on les rencontre en certains endroits reposant directement sur le substratum cristallin, mais vers le N, au-delà de la limite du grès, leur importance est tout à fait insignifiante. Cela prouve que la transgression commencée a continué à s'étendre peu à peu plus loin. On ne saurait préciser jusqu'où se sont étendues les eaux du Bassin moldo-podolique dans la phase des argiles verts.

Sur certains points de la dépression volhynienne, sous les couches mésozoïques, on rencontre un complexe de couches non fossilifères, dont l'âge a été déterminé d'une manière qui varie selon les auteurs. Dans la plupart des cas ces couches sont des schistes argileux, finement stratifiés et graisseux, parsemés de taches vertes et couleur de rouille, déposés sur des grès ou des sables quartzeux de teinte foncée ou verdâtre, riches en détritus granitique. De pareilles formations ont été rencontrées dans les sondages de Polésie (52, 88), d'Ostrog, de Peltscha et d'Ovrutski, vers le NW du horst podolique, de même qu'à Kiew, Kanew, Tschercassy, Peresoj, etc., à la limite NE de la plateforme cristalline ukrainienne (59, 133).

Institutul Geologic al României

Les géologues russes plaident en faveur de l'âge dévonien du complexe décrit (63,99), alors que les géologues polonais comparent les formations analogues de Peltscha et d'Ostrog (115, 120) aux couches inférieures paléozoïques au-dessus des granits de l'Ukraine. Si l'on généralise la thèse polonaise et si on veut l'appliquer aussi à d'autres points de la zone des dépressions qui entourent le massif cristallin ukrainien, où l'on a constaté également des formations semblables aux schistes argileux verts et aux grès de Cosăuți, alors les formations de ce genre peuvent être poursuivies jusqu'à proximité des régions de Minsk et de Toula, dont les grès ordoviciens passent pour avoir été déposés à la limite sud du Bassin baltique.

C'est de cette manière, croyons-nous, que doit être reconstitué le contour du Bassin moldo-podolique dans sa moitié nord.

Entre l'Ordovicien du Dniester et l'Ordovicien de la région de Sandomir existent des rapports étroits, l'un comme l'autre étant du même type zoogéographique et presque du même facies bathymétrique. La transgression de l'Ordovicien occupe les deux régions au même moment géologique.

On a constaté, en outre, des points épars vers l'W et l'E, où, à la base des formations géologiques, on a rencontré des arkoses, des schistes argileux verts ou polychromes, tels ceux de Peltscha, d'Ostrog, etc., qui font la liaison de continuité d'une part avec le bassin du N, d'une autre avec le Bassin moldo-podolique.

Des considérations exposées ci-dessus on pourrait par conséquent déduire que le Bassin moldo-podolique, dans sa partie N, représentait, dans la partie inférieure de l'Ordovicien, un prolongement du Bassin baltique vers le S et faisait probablement partie d'une seule unité géographique qui englobait aussi la région de Sandomir.

Vers le NW le Bassin moldo-podolique s'étend au-delà des limites actuelles du massif cristallin ukrainien, comme l'ont prouvé les sondages de Kiew, Peresoj, Tscherkassy, etc. (143, 170).

Il est fort probable qu'aussi pendant la phase d'étendue maximum du Bassin paléozoïque moldo-podolique, la partie centrale du massif ukrainien n'ait pas été recouverte d'eau, ou, si elle l'a été, elle est néanmoins restée très près de l'atmosphère, de sorte qu'il n'a pas été possible que des dépôts sédimentaires importants se soient accumulés dans cette partie; ceux-ci ont été d'ailleurs soumis ultérieurement à une érosion.

La partie W de la région occupée par les eaux du Bassin moldo-podolique ayant subi jusqu'à nos jours des accidents tectoniques répétés, il est fort difficile d'établir maintenant jusqu'où ce bassin s'étendait vers l'W. Malgré cela, du peu de faits que nous connaissons au sujet du passé géologique de la région carpatique actuelle, nous croyons pouvoir déduire que cette région aussi a été recouverte par les eaux du Bassin moldo-podolique, tout au moins dans la phase des argiles vertes.

Institutul Geologic al României

Il y a longtemps que l'on discute dans la littérature géologique sur l'origine des éléments verts du flysch carpatique. COBĂLCESCU (29), I. SIMIONESCU (131), L. MRAZEC (73), MURGOCI (89), R. ZUBER (159), K. PAUL, V. UHLIG (147), GH. MACOVEI (88) et d'autres auteurs ont apporté des contributions précieuses concernant l'origine de ces éléments. Des éléments considérés comme exotiques aux Carpates et à la Plateforme russe se trouvent en gisement secondaire, faisant partie constitutive des conglomérats crétacés et tertiaires du réseau péricarpatique marginal, de Przemysl jusqu'à Văleni, sur le Teleajen.

La plupart des auteurs qui se sont occupés du problème de leur origine ont abouti à la conclusion qu'ils sont de la même nature et du même âge que les schistes verts que l'on rencontre en Dobroudja, au sud de la ligne tectonique Peceneaga-Camena.

On ne connaît pas l'âge des schistes verts de la Dobroudja et des variations pétrographiques accompagnant cette formation. PETERS (103), GH. ŞTEFĂNESCU et GH. MACOVEI lui attribuent un âge silurien, tandis que GH. MURGOCI (73) croyait qu'ils représentent en Dobroudja une formation précambrienne. Il semble, par contre, que leur identité avec les éléments verts des conglomérats tertiaires des Carpathes soit bien établie.

I. SIMIONESCU (131) a souligné le fait que l'aspect pétrographique et la constitution chimique des schistes verts de la Dobroudja sont analogues à ceux des éléments verts du Flysch carpatique, confirmant l'origine commune des deux formations. La théorie de SUESS relativement à l'existence, dans le passé, d'une chaîne de montagnes dont faisait partie aussi la Dobroudja et dont la destruction a donné naissance aux éléments exotiques des Carpates, semble devoir être confirmée.

D'après les constatations de MURGOCI (89), les schistes analogues à ceux de la Dobroudja ne se rencontrent nulle part ailleurs qu'en Asie Mineure. Cet auteur ne tient pas compte des argiles vertes de la rive du Dniester, dont l'affinité pétrographique d'une part avec les formations en question de la Dobroudja, d'une autre avec les éléments exotiques des Carpates, est considérable. Outre leur constitution argileuse, toutes ces formations contiennent en grandes quantités des éléments chloriteux qui leur impriment leur couleur spécifique.

PETERS (103) a observé des intercalations plus compactes parmi les schistes verts de la Dobroudja, dont la couleur grise tirant sur le vert alterne par endroits avec des taches jaunes et brunes. De pareilles taches caractérisent aussi les argiles vertes du Dniester, spécialement leurs horizons supérieurs.

De ce que nous venons de dire on peut déduire que dans la phase inférieure de l'Ordovicien, contrairement aux suppositions paléogéographiques actuellement en cours, la mer se prolonge vers le S jusqu'en Asie Mineure, recouvrant probablement entièrement les régions de la Dobroudja et des Sudètes.

Institutul Geologic al României

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la phase moyenne et dans la phase supérieure de l'Ordovicien

La réduction du Bassin moldo-podolique—Baie d'Atachi

Les événements synchrones des régions voisines

Le moment géologique auquel correspond le dépôt des argiles vertes du Bassin moldo-podolique a été probablement de courte durée, à en juger tout au moins d'après l'épaisseur des dépôts conservées dans les rives du Dniester. A cette phase a succédé immédiatement une réduction sensible du bassin. Nous en trouvons des preuves évidentes en poursuivant les couches paléozoïques dans la rive roumaine du Dniester, sur la partie du secteur comprise entre Resteu-Atachi (district de Hotin) et le bourg d'Atachi (district de Soroca). On rencontre dans ce secteur tous les éléments lithologiques composant un bassin que nous avons dénommé Bassin d'Atachi.

Nous ignorons si cette unité paléomorphologique représente tout ce qui est resté du Bassin moldo-podolique après la phase des argiles vertes, mais ce qui est en tout cas sûr, c'est que dans cette phase le bassin a été réduit à un ou plusieurs petits bassins ayant une dispersion géographique peu étendue.

D'après l'examen des caractères lithologiques et paléontologiques des couches déposées dans le Bassin d'Atachi, nous avons réussi à établir que celui-ci représentait une lagune ou un golfe dans lequel la vie animale n'était pas partout possible. Nous avons trouvé plusieurs faits qui nous démontrent que les processus physico-chimiques qui ont eu lieu dans ce golfe sont analogues aux phénomènes qui ont lieu aujourd'hui dans les lacs épicontinentaux, telle par exemple, la Mer Noire.

Il ressort clairement de toutes ces considérations que le Bassin d'Atachi n'est que le vestige d'un plus grand bassin antérieur qui, selon toutes probabilités, n'a pas complètement perdu la liaison avec la Mer du Nord, comme nous le prouvent de manière évidente le caractère de la faune et l'identité des formes des couches ordoviciennes du Dniester par rapport à celles qui sont caractéristiques pour les divers horizons successifs des régions baltiques.

Pour résumer en quelques mots tout ce que nous savons jusqu'à présent au sujet de la dynamique du Bassin moldo-podolique durant la phase ordovicienne, nous dirons qu'au commencement de la transgression les eaux du N se sont écoulées peu à peu sur la bordure SW et sur la bordure NE du massif ukrainien actuel vers le S, l'enserrant des deux côtés. Les premiers dépôts, dans l'espèce les grès de Cosăuți, sont constitués dans la zone du Dniester par des formations de faible profondeur et ne s'étendent que peu, de part et d'autre, sur la bordure du plateau cristallin ukrainien, pour passer bientôt à des conglomérats. De même, les grès du type « Ovrutschi » ne sont pas très répandus sur le versant W de ce massif.

Institutul Geologic al României

Par conséquent, nous nous trouvons dans la zone du Dniester dans le voisinage immédiat du continent, les formations de profondeurs plus considérables se trouvant vers l'W et le SW, aux pieds des Carpates et des Subcarpates d'aujourd'hui.

Dans la phase des argiles vertes, le niveau du Bassin moldo-podolique s'élève légèrement, mais nous ne croyons toutefois pas que la plateforme cristalline ukrainienne ait été entièrement inondée; il est probable que la majeure partie de celle-ci soit restée émergée ou tout au moins très près de la surface, les profondeurs supérieures étant aussi cette fois-ci poussées vers le géosynclinal kimmérique.

Après le dépôt des argiles vertes la situation géographique se modifie brusquement: les eaux se retirent vers le N, et là où elles se trouvaient précédemment il ne reste plus que le Bassin d'Atachi, en liaison probablement avec l'existence d'une dépression à la bordure SW du massif cristallin ukrainien d'aujourd'hui. Nous ignorons la cause qui a déterminé ces modifications, mais nous supposons l'intervention de phénomènes orotectoniques quelque part dans le voisinage.

La phase du Bassin d'Atachi, qui a commencé en même temps que le dépôt de l'horizon *C* d'Esthonie, a duré jusqu'à la fin de l'Ordovicien, continuant ensuite à être soumise à des réductions graduelles, sans subir de brusques oscillations de niveau. La réduction subie par le Bassin moldo-podolique a été tellement forte que beaucoup de points qui se trouvaient auparavant au-dessous de l'eau ont émergé et sont devenus secs, étant soumis à l'érosion.

Il nous reste encore à contrôler si les phénomènes géologiques qui se sont manifestés au cours de cette période dans d'autres parties de l'Europe ne seraient pas contraires à nos conclusions.

Dans la province baltique, à laquelle le Bassin moldo-podolique de cette phase est lié au point de vue génétique, on observe qu'à partir de l'horizon des calcaires à *Echinosphaerites* les conditions bathymétriques s'égalisent sur de grandes étendues; les caractères lithologiques et les caractères de la faune des couches équivalentes sont semblables aussi bien en Esthonie qu'en Scandinavie. L'apparition, pour la première fois, sur de nombreux points en Scandinavie, des schistes noirs bitumineux à Graptolites est également en liaison avec ce moment. Ce fait confirme lui aussi que la phase de transgression est achevée, la mer manifestant des tendances de stabilisation et même de réduction à certains endroits. Dans la phase suivante prennent naissance les dépôts de « Kuckersit » (Brandschiefer) qui, tant au point de vue du facies lithologique que de la position stratigraphique, présentent aussi certaines ressemblances chimiques et même de faune avec nos schistes de Naslavcea.

Dans la région de Sandomir, des formations équivalant aux schistes de Naslavcea et aux grès de Molodova font défaut. I. SAMSONOVITCH (127)

Institutul Geologic al României

explique le retrait, à ce moment géologique, des eaux du N de ce territoire par le fait que, dans la moitié supérieure de l'Ordovicien, cette région a été exondée et soumise à des phénomènes orogéniques.

Dans le Barrandien on observe dans cette phase des manifestations volcaniques prononcées. Il n'est pas sans intérêt de souligner que les dépôts de cette phase — les grès de Drabow et les schistes argileux noirs de Zahorzani — présentent de nombreux caractères lithologiques communs avec les formations de Naslavcea et de Molodova. Exactement à la limite entre l'Ordovicien et le Gothlandien la mer quitte aussi ce bassin.

Nous ignorons ce qui se passe à ce moment dans la zone de la Dobroudja. Il est possible que les mouvements de la phase taconique aient dans une certaine mesure atteint aussi cette province qui, élevée, a donné naissance à une dépression, facilitant la formation du Bassin d'Atachi, interposé entre ce bloc kimmérique et le bloc sarmatique.

Nous déduisons d'après l'analyse sommaire des événements géologiques ayant eu lieu vers la fin de l'Ordovicien dans les régions des alentours du Bassin moldo-podolique, que notre esquisse paléogéographique relative à ce bassin au cours de la période finale de l'Ordovicien semble ne pas être dépourvue de base. (Voir fig. 19, page. 552, du texte roumain).

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la moitié inférieure du Gothlandien. Caractère général de la transgression gothlandienne. Type paléo-zoogéographique des premiers dépôts. Pénétration des formes allochtones. Le Bassin criméo-caucasien et ses liaisons géographiques

Les perturbations orographiques au cours de la phase taconique des mouvements calédoniens ont eu probablement un faible écho dans la moitié sud de l'Europe. Comme nous l'avons vu, on observe dans cette phase une réduction sensible des eaux de la zone du Bassin moldo-podolique, sans que la sédimentation soit complètement interrompue dans la région du Dniester.

Au-dessus des grès de Molodova viennent se déposer de manière normale, dans la vallée du Dniester, les marnes de Resteu, dont la faune démontre qu'il s'agit de dépôts différenciés dans la phase la plus récente du système gothlandien. La répartition actuelle des couches de Resteu dans la vallée du Dniester est insignifiante, et il n'est pas exclu que ces couches, en même temps que d'autres couches supérieures, aient subi des érosions ultérieures, restant à certains endroits des témoins isolés. Le passage graduel des marnes de Resteu aux couches supérieures semble signifier que la transgression gothlandienne dans le Bassin moldo-podolique n'a pas revêtu un caractère rapide. Probablement que peu de temps après que le bassin eût été réduit, vers la fin de l'Ordovicien, à un golfe ou à une lagune par voie de dessèchement complet, la mer a commencé à avancer de nouveau vers le S,

Institutul Geologic al României

occupant l'ancien territoire du Bassin moldo-podolique. Les caractères de la faune des premiers dépôts gothlandiens de la vallée du Dniester prouvent qu'au commencement du Système gothlandien le bassin est sorti de la phase des lagunes et que peu à peu il est entré en communication avec des bassins d'autres régions européennes.

Les éléments de la faune des couches inférieures de la vallée du Dniester représentent le pur type du N, bien que la transgression ait cette fois-ci aussi pris la direction du N. Dans l'horizon suivant on constate pour la première fois le mélange de formes du type méditerranéen avec des formes autochtones du N.

Nous ne pouvons préciser par où les éléments de la faune du type méditerranéen ont pénétré dans le Bassin moldo-podolique. En tout cas, nous devons distinguer, au cours du système, plusieurs étapes et voies géographiques de pénétration des éléments étrangers dans le bassin dont nous poursuivons le développement.

Pour le moment nous essaierons de déchiffrer les possibilités de pénétration de ces formes dans la première moitié du Système gothlandien.

Si l'on compare la faune des couches déposées au cours de cette phase dans la région du Dniester, à la faune des couches analogues de la région de Sandomir, on constate de part et d'autre le même mélange d'éléments du N avec d'autres éléments méditerranéens.

Malgré cela la faune des monts du Sandomir présente plusieurs particularités qui ne permettent de la comparer à celle du Bassin moldo-podolique de cette phase que jusqu'à un certain point. La série gothlandienne dans les monts Swiety Krzyz est caractérisée en premier lieu par l'abondance des Graptolithes, qui manquent chez nous ou sont très rares. D'autre part on peut observer qu'il existe plus de liaison entre les formes du type du nord des deux bassins qu'entre celles du type méditerranéen. On pourrait expliquer ce fait par des différences de facies dues à des différences dans les conditions bathymétriques et topographiques sous-marines, mais on peut tout aussi bien supposer que le Bassin baltique était unitaire et communiquait avec ces deux régions, tandis que les formes méditerranéennes venaient de différents bassins appartenant au régime zoogéographique méditerranéen.

Il nous reste maintenant à voir ce qui se passait dans cette phase gothlandienne dans la région carpatique du bloc kimmérique.

Jusqu'à présent on ne connaît pas, parmi les formations carpatiques, des roches sédimentaires auxquelles on pourrait attribuer l'âge gothlandien. Même si nous admettions avec SUESS l'enfoncement de ce qui sera la plaine kimmérique sous le massif des Carpates actuelles, nous devons nous attendre à ce que les mêmes processus qui ont fait monter les schistes verts au-dessus du niveau d'érosion, dans le Crétacé et le Tertiaire, ait pu, à plus forte raison, mettre à jour aussi des formations gothlandiennes.

Institutul Geologic al României

Comme on sait, on a rencontré dans les conglomérats tertiaires des Carpates aussi deux blocs à *Favosites* (14-15), mais à en juger d'après les cas tout à fait isolés, connus jusqu'à présent, la dispersion des éléments gothlandiens dans les formations carpatiques est négligeable par rapport à la dispersion des schistes verts.

Si l'on admet que la zone kimmérique a été exondée durant la phase taconique, on peut s'attendre à ce qu'elle représente dans le Gothlandien tout au plus une zone de golfes et d'îles à la surface de l'eau. Dans de pareilles conditions on ne saurait admettre des possibilités de communication directe du Bassin moldo-podolique avec les provinces zoogéographiques méditerranéennes de l'E.

Des couches gothlandiennes fossilifères font défaut en Dobroudja, mais on en trouve dans les Balkans du centre, où elles sont représentées par des schistes noirs à Graptolithes.

On a découvert récemment des formations gothlandiennes dans les Monts Caucases (57), et on a prouvé, par des méthodes paléontologiques, que le Gothlandien caucasien représente la continuation du Bassin de Bohême, formant avec lui une unité paléogéographique commune. Il est donc bien établi que dans la zone crimeo-caucasienne d'aujourd'hui il existe dans le Gothlandien un géosynclinal d'où la « Thetis » de SUESS se dirige vers l'E.

L'existence d'un bassin du type zoogéographique méditerranéen à la bordure S de la Plateforme russe indique bien plus clairement la voie par laquelle les formes méditerranéennes auraient pu atteindre d'une part le Bassin ouralique, d'une autre le Bassin moldo-podolique.

Les couches inférieures à Coraux et Brachiopodes de la vallée du Dniester et celles qui composent l'étage supérieur à Coraux sont, dans les cas les plus typiques, représentées par des couches de calcaires ou des marnes noduleuses et stratifiées de manière irrégulière.

La constitution pétrographique et, particulièrement, la faune des couches de la première moitié du Gothlandien du Dniester nous indiquent de manière absolument sûre que la zone du Dniester a été en permanence sous un régime de faible profondeur. La moindre variation négative du niveau des eaux du Bassin moldo-podolique de cette phase était ressentie dans la zone du Dniester et marquait l'apparition de conditions spécifiques au régime continental. Il en a été ainsi à la limite des deux horizons à Coraux décrits par nous, lorsque se sont différenciés les calcaires dolomitiques, suivis des schistes à *Eurypterus*. Les brusques modifications de faune et de constitution pétrographique des couches composant cet horizon, ainsi que le fait que dans certaines zones on rencontre à la surface des couches des croûtes d'insolation et des crevasses de sécheresse, semblent plaider en faveur de l'existence d'une période de régime lacustre dans cette phase. La présence des Gigantostracés dans les couches équivalentes des régions du

Institutul Geologic al României

N démontre que les conditions favorables au développement d'un régime lacustre ont joui d'une répartition plus générale. On peut facilement observer que parallèlement à ce phénomène on enregistre dans les régions baltiques aussi un retrait progressif des eaux vers l'W, laissant derrière elles des portions de terre ferme de plus en plus neuves. Chez nous les phénomènes semblent ne pas s'être produits avec la même régularité. Après le dépôt du premier horizon à *Eurypterus*, des conditions bathymétriques analogues à celles de la phase antérieure ont été rétablies dans la zone du Dniester.

Nous devons signaler l'intérêt que présente, au point de vue paléogéographique et stratigraphique, le fait que dans les couches de l'horizon supérieur à Coraux, en dehors des formes étrangères du type méditerranéen, pénètrent aussi d'autres formes du type ouralien. La présence dans les couches du Dniester de formes communes à la formation «hercynienne» de l'Oural a été déjà constatée par WIENJUKOW. Ce fait a servi de base à ses conclusions importantes au point de vue paléogéographique et stratigraphique, qui ont fait considérer le Bassin moldo-podolique comme un pont de transition directe entre le bassin de la Bohême et le bassin de l'Oural.

Etant donné les connaissances que nous possédons aujourd'hui au sujet de la répartition des formations paléozoïques dans les diverses provinces zoogéographiques, les conclusions ci-dessus ne semblent pas être les seules possibles.

Il se pourrait également que la faune méditerranéenne eût pénétré dans le Bassin ouralien par le Bassin caucasien duquel proviennent probablement aussi les éléments méditerranéens de chez nous. Toujours par la voie de ce bassin ont pu pénétrer aussi des formes ouraliennes dans la zone du Dniester, bien qu'il faille mentionner que les études préliminaires n'ont pas mis à jour des éléments ouraliens dans la faune caucasienne.

L'aspect géographique général de la zone européenne dans la phase de la moitié inférieure du Gothlandien ressort de l'esquisse publiée à la page. 555 du texte roumain, fig. 20.

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la phase supérieure du Gothlandien. Caractère lithologique des dépôts. Conditions physico-géographiques comparativement à celles de la fin de l'Ordovicien. La phase finale du Bassin paléozoïque moldo-podolique.

Dans la phase supérieure du Système gothlandien les conditions physico-géographiques de la zone du Bassin moldo-podolique ont subi des modifications sensibles.

Les couches déposées durant cette période dans la vallée du Dniester présentent des caractères pétrographiques et des combinaisons d'éléments

Institutul Geologic al României

fauniques différents de ceux de la moitié antérieure du système étudié. Si, dans la phase des couches de Ruhotin, nous trouvons encore quelques caractères pétrographiques et fauniques communs aux formations calco-marneuses répandues dans le secteur bessarabien du Dniester, à partir des schistes d'Onut ces ressemblances s'effacent.

Comme nous l'avons vu, le complexe final de couches gothlandiennes de la rive roumaine du Dniester, limité actuellement en tant que répartition au territoire de la Bucovine, est composé en majeure partie de schistes argileux gris foncé ou verdâtres, de constitution fine. A l'extrémité W de la zone de répartition du Silurien dans la vallée du Dniester, les formations argileuses marines s'imbriquent avec des grès et des marnes gréseuses, de couleur rouge cerise ou grisâtre, d'origine lacustre.

Si nous nous rappelons les caractères pétrographiques et les variations lithologiques que nous avons poursuivis, nous observons, lorsque nous étudions les couches supérieures ordoviciennes de la vallée du Dniester, qu'il existe jusqu'à un certain point des ressemblances lithologiques entre ces deux formations tellement éloignées l'une de l'autre au point de vue du temps. La ressemblance est due aux conditions physico-géographiques, presque analogues à la fin d'un système comme de l'autre. Selon toutes probabilités, l'historique du Bassin moldo-podolique prend fin du fait que celui-ci est réduit à un golfe ou un petit bassin tranquille et dépourvu d'apport normal de matériel terrigène sur le continent. D'ailleurs, les grès de Babin démontrent de manière évidente que la dernière phase du Bassin moldo-podolique s'est développée sous un climat aride, bien que les conditions se rapportant à la réduction du système hydrographique sur le continent aient été des plus favorables.

Dans de pareilles conditions, des dépôts de fine argile, de couleur foncée, composés d'un matériel venu en majeure partie par la voie éolienne, peuvent se former dans des bassins épicontinentaux tranquilles.

Pendant que dans cette phase le Bassin moldo-podolique subissait peu à peu une réduction, il restait des golfes et des lacs dans lesquels prenaient naissance des formes conformes au milieu. Les oscillations de petite amplitude du niveau de la mer faisaient que les bassins plus rapprochés de l'eau douce étaient recouverts pendant un court temps par l'eau de mer, ou faisaient avancer le régime continental vers la mer. Dans une pareille zone ont pris naissance les dépôts imbriqués de régimes opposés entre Babin et Zviniace.

Nous avons dit que la ressemblance entre le Bassin moldo-podolique de la phase finale et celui de la fin de l'Ordovicien n'allait que jusqu'à un certain point, et ceci étant donné que la faune des couches supérieures gothlandiennes prouve l'existence de communications avec des bassins de types paléo-zoogéographiques opposés. Il ressort de l'analyse de la faune des couches de Ruhotin que les éléments de la faune de type méditerranéen s'accroissent

Institutul Geologic al României

sensiblement par l'apparition de plusieurs espèces, enregistrées pour la première fois dans notre bassin. A ce moment n'a pas encore été interrompue la liaison avec le Bassin ouralien, dont les types constituent encore 3% de la faune étudiée. Nous n'avons plus rencontré d'éléments ouraliens dans les couches supérieures d'Onut, mais par contre on trouve ici plusieurs variations précédant des espèces que nous rencontrons plus tard répandues parmi les formations dévoniennes inférieures à l'W de l'Europe. D'autre part on observe dans cette phase une plus grande affinité de la faune du Bassin moldo-podolique par rapport à celle des couches analogues des Monts Sandomir, ce qui peut faire supposer que la liaison entre les deux bassins était plus aisée à ce moment.

Un autre fait enregistré est que les formes autochtones du N, dans la dernière phase marine du Bassin moldo-podolique, manifestent une tendance à détacher des branches et des variations locales, dont certaines ont pénétré, semble-t-il, aussi bien dans le Bassin de Bohême que dans la zone de Sandomir.

Le fait peut être commenté dans le sens que, pendant la dernière phase, les liaisons directes entre la Mer Baltique et le Bassin moldo-podolique ont été interrompues, tandis que les formes du N, restées isolées, continuent leur cycle biologique dans les limites étroites du bassin dont nous nous occupons.

Par conséquent, tous les faits nous font conclure que la majeure partie des formations répandues sur le territoire podolique de la Pologne — selon certains auteurs il y aurait synchronisme entre celles-ci et le complexe de couches gothlandiennes de la région podolique ukrainienne — représentent en réalité des dépôts différenciés dans la dernière phase du Bassin moldo-podolique. La répartition actuelle de ces dépôts dans la rive roumaine du Dniester est limitée au territoire de la Bucovine, mais ils sont plus répandus sur le territoire polonais. Il semble que, vers la fin du Gothlandien, le Bassin moldo-podolique se soit retiré vers le NW, continuant à subir des réductions graduelles, jusqu'à ce qu'il se soit complètement confondu avec les mers voisines au commencement du Dévonien.

Dans les nouvelles dépressions individualisées sur le territoire occupé autrefois par les eaux du Bassin moldo-podolique se sont formés de nouveaux golfes, dès le commencement du Dévonien. Tel est le cas de l'île de couches dévoniennes décrite par LASKAREW (78) en Volhynie et des dolomies de la vallée de la Stripa, en Podolie polonaise (115). On comprend mieux ce processus si l'on tient compte du fait que, parallèlement aux mouvements orogéniques calédoniens, s'ébauche l'anticlinal du Polesye qui, partant de la limite NW de la plaine podolique actuelle, s'étend vers le NNE. Cette vague ne semble pas devoir être étrangère à la régression du Bassin moldo-podolique de la fin du Gothlandien, et a servi aussi comme barrière entre la province polonaise et la province russe plus tard durant la période de la transgression mésodévonienne.

Institutul Geologic al României

Une bonne partie des formes caractéristiques des derniers dépôts marins du Bassin paléozoïque moldo-podolique semble s'être réfugiée plus tard dans le bassin de Sandomir, dont la faune dévonienne présente aussi des éléments ayant des racines génétiques parmi les formes des couches d'Onut.

La faune des couches dévoniennes de la Dobroudja, décrite par I. SIMIONESCU (132), comprend des éléments plus éloignés en tant qu'origine de ceux différenciés dans le Bassin paléozoïque moldo-podolique.

La phase gothlandienne du Bassin moldo-podolique s'achève avec le dépôt des dernières couches de grès de Babin (fig. 21, page 558 du texte roumain).

CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES GÉNÉRALES

Origine de la dépression moldo-podolique; caractères bathymétriques du Bassin paléozoïque moldo-podolique; oscillations de niveau; caractère général en tant que province zoogéographique; origine des limites actuelles des dépôts du Bassin paléozoïque moldo-podolique

Nous sommes convenus plus haut de considérer comme commencement de l'histoire du Bassin paléozoïque moldo-podolique le moment géologique dans lequel se sont déposés les grès de Cosăuți, auxquels nous avons attribué l'âge ordovicien inférieur. Ce moment a été précédé par un autre, pendant lequel s'est individualisée la dépression, occupée ultérieurement par les eaux de ce bassin dont le contour a été imposé par les caractères géographiques existant avant cette dépression.

Dans ses grandes lignes le Bassin paléozoïque moldo-podolique peut être considéré comme le prolongement, en forme de manche orienté vers le S, du Bassin baltique. Quelle que soit la phase pendant laquelle nous poursuivons le contours de ce prolongement, nous constatons qu'il se prolonge sur la bordure SW et sur la bordure NE du massif ukrainien, conservant une direction presque constante NW—SE, soit qu'elle fût dans la phase de développement maximum, soit qu'elle fût réduite à une lagune ou à un golfe.

Le parallèlisme entre la limite NE du Bassin paléozoïque moldo-podolique et la bordure SW du massif cristallin ukrainien actuel peut donner à supposer que le corps central de l'unité tectonique, connue sous le nom de massif podolo-azovien, était déjà esquissé avant la transgression ordovicienne.

Les bassins marins qui ont succédé, au cours des périodes géologiques dans cette région, au bassin paléozoïque présentent, ainsi que le montrent les esquisses paléogéographiques connues, un aspect géographique des plus ressemblants. Si l'on poursuit les caractères lithologiques et de la faune des dépôts crétacés et des dépôts tertiaires englobés dans le Bassin moldo-podolique, on aboutit à la conclusion que, dans leurs grandes lignes, les

Institutul Geologic al României

contours géographiques des bassins en question se superposent au bassin paléozoïque. Ce fait n'est pas dû au hasard, mais semble démontrer que le plan fondamental de la Dépression moldo-podolique et du bloc cristallin ukrainien a été esquissé déjà avant la transgression ordovicienne. Ces deux éléments géographiques opposés: la Dépression moldo-podolique et le bloc cristallin ukrainien, une fois retouchés par les sédiments d'une mer, étaient probablement de nouveau accentués à la veille des transgressions marines suivantes.

Il n'entre pas dans le cadre de cette étude d'analyser si ces moments correspondent ou non aux pulsations orogéniques dans la région carpatique d'aujourd'hui, mais nous devons toutefois supposer qu'à la base de la transgression ordovicienne dans le Bassin moldo-podolique résident probablement des causes tectoniques.

Quelle qu'eût été l'origine de la Dépression moldo-podolique, les eaux paléozoïques l'ont occupée, venant de la direction du N. Si l'on poursuit les caractères lithologiques des dépôts du Bassin paléozoïque moldo-podolique dans toutes les phases, on observe qu'aucun ne présente des formes qui pourraient donner à soupçonner qu'ils ont été déposés à des profondeurs plus grandes que les profondeurs bathyales. Nous ne connaissons pas le caractère pétrographique des dépôts paléozoïques restés dans la région subcarpathique, mais nous croyons que si l'on procédait à des sondages on ne rencontrerait pas des formations de trop grande profondeur, le Bassin paléozoïque moldo-podolique étant du type des bassins peu profonds (Flach-See).

Si nous poursuivons la dynamique du Bassin paléozoïque moldo-podolique, nous observons cinq moments principaux dans son développement:

1. Individualisation au commencement de l'Ordovicien.

2. Réduction, peu de temps après, à un golfe ou une lagune vers la fin de ce système.

3. Approfondissement au commencement du Gothlandien.

4. Mouvement positif du sol dans la phase des couches à *Eurypterus*, suivi d'un retour immédiat aux conditions bathymétriques antérieures.

5. Réduction graduelle et assèchement à la fin du Gothlandien.

Au point de vue graphique, la situation bathymétrique du Bassin paléozoïque moldo-podolique dans ses diverses phases peut être représentée comme on peut le voir à la page. 561, fig. 22 du texte roumain.

Le caractère général de la faune du Bassin paléozoïque moldo-podolique présente un intérêt particulier en tant qu'indice de type zoogéographique du bassin dans lequel elle s'est développée. Nous avons vu, d'après l'analyse de la faune des couches déjà étudiées, que ce bassin ne peut être classé parmi les types des provinces paléo-zoogéographiques connues. Sa faune présente un caractère mixte N et méditerranéen. L'origine du Bassin paléozoïque moldo-podolique, sa liaison géographique étroite au commencement avec la Mer Baltique, nous ont fait considérer les éléments de la faune du type

Institutul Geologic al României

du N comme des éléments autochtones, et ce sont eux que nous avons eu premièrement en vue lorsqu'il s'agissait de déterminer l'âge de la plupart des horizons étudiés.

A côté de l'élément autochtone on rencontre des formes du type zoogéographique méditerranéen ayant fait intrusion dans le Bassin paléozoïque moldo-podolique, venant de régions différentes et à des moments distants les uns des autres. Cet élément, fort modestement représenté au commencement de la phase gothlandienne, arrive vers la fin de ce système à avoir la prépondérance sur l'élément autochtone du type du N. Ce qui a contribué tout particulièrement à la perte du rôle principal qu'a joué ce dernier élément dans la majeure partie de l'historique du Bassin paléozoïque moldo-podolique, c'est le fait que, vers la fin du Gothlandien, notre bassin, subissant une réduction, s'est affranchi de l'influence directe des mers du N. Les formes du type du nord, survivant à ce moment, se pulvérisent en variations locales et perdent leur valeur stratigraphique en tant que termes de comparaison.

Etant en liaison avec des provinces zoogéographiques opposées, le Bassin paléozoïque moldo-podolique n'a pas seulement joué le rôle de récepteur de formes, mais, ainsi que nous le supposons à priori, il facilitait en même temps l'échange des formes entre ces deux provinces.

Le moment final du Bassin paléozoïque moldo-podolique consiste probablement dans sa fusion avec les bassins marins de l'W, ce qui a provoqué l'apport de nouveaux germes qui, à l'aide de nouvelles formes, ont posé les bases des éléments fauniques, développés dans les périodes suivantes.

Un autre problème d'ordre général est de savoir si la répartition actuelle des dépôts du Bassin paléozoïque moldo-podolique est la répartition primitive.

Avant nous, des auteurs ont constaté que les couches paléozoïques que l'on rencontre dans la vallée du Dniester deviennent de plus en plus jeunes au fur et à mesure que l'on remonte vers le NW.

Si l'on poursuit la dispersion horizontale des couches paléozoïques dans la rive roumaine du Dniester, on observe effectivement une dispersion zonaire régionale des divers horizons. De Soroca jusqu'aux environs d'Atachi, on ne rencontre sous les couches crétacées que des horizons inférieurs ordoviciens. Les horizons supérieurs apparaissent aux environs de cette localité et s'étendent seuls vers l'W, où ils ne sont recouverts par les premières formations gothlandiennes que jusqu'à Molodova. Les horizons inférieurs gothlandiens ne dépassent pas l'ancienne frontière entre la Bucovine et la Bessarabie, tout comme les couches d'Onut ne s'étendent pas trop loin du territoire de la Bessarabie.

Ce phénomène est commenté dans le sens d'un retrait progressif du bassin vers le SW, retrait qui laisserait derrière lui des dépôts de plus en plus exposés au régime continental. Etant donné la longue période de régime continental par laquelle ont passé les derniers dépôts du Bassin paléozoïque moldo-

Institutul Geologic al României

podolique jusqu'au moment de la transgression crétacée, un doute naît tout naturellement au sujet de l'intégrité des anciennes limites de répartition des divers horizons. Il existe en outre des preuves que les couches inférieures gothlandiennes, que nous avons rencontrées dans la rive roumaine du Dniester comme étant les dernières vers l'E, près de Molodova, se prolongeraient selon SIEMIRADZKI (115) vers l'E jusqu'à Moghilew.

D'autre part, si les limites marginales actuelles des horizons supérieurs sont les limites primitives, nous devons nous attendre à ce que les couches argileuses ou calcaires, répandues de nos jours par zone, modifient leur constitution pétrographique au fur et à mesure qu'elles se rapprochent de la rive. Or, ce phénomène n'a été observé ni par nous, ni par d'autres auteurs.

L'historique du Bassin paléozoïque moldo-podolique nous a appris qu'il n'a pas existé dans la région du Dniester une simple transgression suivie d'un retrait progressif du bassin vers le NW. En réalité il s'est produit des oscillations plus compliquées de niveau, qui ont modifié la ligne de rivage non seulement une seule fois, mais aussi dans des sens différents. Le commencement du retrait vers le NW du Bassin paléozoïque moldo-podolique ne peut avoir eu lieu que dans la phase supérieure du gothlandien.

Mais la limite E des dépôts de cette phase ne peut non plus être considérée comme tout à fait intégrale, puisque WIENJUKOV a rencontré près de Kamenetz-Podolski des formations analogues à celles d'Onut.

Le fait qu'au fur et à mesure que l'on avance vers le NW on rencontre dans la vallée du Dniester des formations de plus en plus nouvelles est dû, sans aucun doute, au degré d'érosion de la rivière, qui augmente progressivement, de sorte qu'alors que jusqu'à Soroca l'érosion a pénétré jusqu'aux granits, dans le Schit de Bucovine elle s'est arrêtée dans les couches supérieures gothlandiennes.

Il est possible que les limites actuelles de dispersion horizontale des couches paléozoïques comprises dans le Bassin moldo-podolique aient été en bonne partie modelées par les cycles d'érosion post-paléozoïques, érosion plus active sur les bordures de ce bassin.

Institutul Geologic al României

IV-ème PARTIE

LA FAUNE DES GRÈS DE MOLODOVA

Streptelasma europaeum F. ROEMER

Fig. 23 du texte roumain, planche XI, fig. 15—16

Les dimensions des spécimens étudiés varient de 2 à 4 cm. Leur forme est presque régulièrement conique, s'élargissant bientôt à la partie supérieure. Sur la coupe transversale (fig. 23 *b)* on distingue 60—62 cloisons faiblement développées et inégales.

On observe tant sur la section longitudinale médiane, que sur la section transversale, faite par la base du coralite, une fausse columelle, caverneuse, bien développée. (Fig. 23 *a*, *c)*.

Elle est commune dans les grès de Molodova et on la rencontre à Molodova, Polivanov Jar, Comarova et Resteu-Atachi.

Palaeocystites bessarabianum n. sp.

Pl. XI. Fig. 27—28. Fig. 24 du texte roumain

Les formes sont globuleuses, la plupart étant régulièrement sphériques et mesurant de 1 ½ à 2 cm. Elles sont composées de nombreuses plaques polygonales, disposées de manière irrégulière et mesurant de 0,5 à 1 mm en diamètre. Les plaques sont faiblement convexes et nettement délimitées et la plupart se ressemblent plus ou moins, sauf six disposées en rosace dans le voisinage immédiat d'un orifice (fig. 24 *b*, page 564). Toutes les plaques, sans aucune exception, présentent un pore central d'une certaine grandeur et de nombreux autres plus petits, disposés en lignes droites, parallèlement aux côtés polygonaux. On peut encore très bien distinguer comment de chaque angle de polygone part toute une série linéaire de pores vers le pore central, qui est le plus grand de tous, formant le côté d'un triangle dont la pointe est formée par le pore central et la base par le bord du polygone. Le reste des pores, qui se ressemblent, composent une série de triangles intérieurs, de plus en plus petits, régulièrement espacés et ayant comme base commune

Institutul Geologic al României

le bord de la plaque. Ce genre de triangles parsemés de points, consistant en une combinaison de deux plaques voisines, constitue une série de rhombes dont les angles se réunissent au centre des plaques qui contiennent des rhombes de plus en plus petits, aux angles aigus, de plus en plus éloignés du centre des polygones. Si l'on attaque la surface des plaques avec un acide faible, on voit apparaître à la place des pores de minces canaux qui remplacent par des striures linéaires les côtés parsemés de points des rhombes décrits ci-dessus.

Nous n'avons observé qu'un seul orifice latéral, petit, presque triangulaire, entouré d'une série de plaques polygonales allongées et disposées à la façon d'une rosette. (Fig. 24, page 564 du texte roumain).

Sur aucun des 28 exemplaires ayant fait l'objet de nos études nous n'avons pu constater la présence d'un pédicelle ou de bras, si rudimentaires qu'ils fussent.

Le *Palaeocystites bessarabianum* n. sp. caractérise une mince zone dans les grès supérieurs ordoviciens de Molodova, où on le rencontre en de fort nombreux exemplaires.

Esthonipora communis BASSLER

Fig. 25 du texte roumain, page 566 Planche XII, fig. 24

On peut, sur les coupes microscopiques, distinguer facilement la présence de nombreux zooecïums polygonaux ou hexagonaux qui présentent des parois minces et sont peu variés comme grandeur, étant en moyenne au nombre de 3,2 ou 1 ½ dans un espace de 2 mm. (Fig. 25 *b*, page 566 du texte roumain). Les mézopores et les acantopores font défaut. La présence des semidiaphragmes, évidenciés sur les sections radiales (fig. 25 *a*), constitue l'un des principaux caractères de l'espèce. Les semidiaphragmes sont plutôt agglomérés par zones et dans nos formes ils sont placés plus souvent alternativement et seulement exceptionnellement en opposition directe, comme il est de règle en ce qui concerne les formes d'Esthonie.

On rencontre l'*Esthonipora communis* BASSL. fréquemment dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova, Comarova et Polivanov Jar.

Orthis calligramma DALM. var. *virgata* SOW.

Planche XII. Fig. 18—19

La forme est transversalement semicirculaire, plus large que longue. La valve ventrale est moins profonde, mais non pas aussi plane que dans les formes typiques d'*Orthis calligramma* DALM. Le petit crochet est courbé; l'aire est modérément élargie; la fissure du triangle est ouverte.

Institutul Geologic al României

On reconnaît clairement les traces de 28—35 côtes plus prononcées vers les bordures paléales des coquillages, qui se perdent ensuite peu à peu vers les bordures cardinales. Outre les côtes principales, on observe aussi d'autres plus minces, intercalées parmi les premières.

On rencontre l'*Orthis calligramma* fréquemment dans les grès de Molodova, à Comarova, Polivanov Jar et Molodova.

Platystrofia biforata (Schloth.) var. *fissicostata* Mc. Coy

Planche XII. Fig. 13—17

Ce groupe est bien représenté dans les grès de Molodova par plusieurs variations, dont les plus communes ont les deux valves bombées, la valve dorsale étant un peu plus enflée. Le nombre des côtes prononcées varie de 15 à 20 d'un côté aussi bien que de l'autre du sinus et de l'échine. Le nombre des côtes dans la région du sinus et du pli médian est variable, étant donné qu'on peut y rencontrer 5, 3, 2 ou même une seule côte; elles sont bifurquées chez la plupart des exemplaires, par quoi le groupe se rapproche sensiblement de la var. *fissicostata* Mc. Coy.

Dans les formations paléozoïques du Bassin moldo-podolique on rencontre ce groupe communément dans les grès de Molodova. Wienjukow l'a aussi trouvé dans les couches gothlandiennes de Studenitza, équivalant à nos couches de Resteu.

Dans les grès supérieurs ordoviciens cette forme a été rencontrée à Molodova, Comarova, Polivanov Jar et Resteu-Atachi.

Dalmanella testudinaria (Dalm.)

Pl. XII. Fig. 10—11

La forme est orbiculaire ou suborbiculaire, tronquée, généralement plus large que longue; la ligne cardinale est droite et plus courte que la largeur de la coquille. La valve ventrale est légèrement convexe, la valve dorsale est presque plate et légèrement creusée par une rigole médiane longitudinale; le petit crochet est recourbé. La surface des deux valves est recouverte de nombreuses côtes radiaires, serrées, qui se multiplient par bifurcation ou intercalation à des distances diverses d'un umbo.

La surface extérieure des valves est également pourvue de striures de croissance concentriques, les unes plus superficielles, les autres plus profondes.

Chez nous, cette forme est commune aux grès de Molodova, et on la rencontre à Molodova, Polivanov Jar et Comarova.

Institutul Geologic al României

Strophomena corrugatella DAVIDSON

Pl. XII. Fig. 12

Nous attribuons à cette espèce quelques spécimens de *Strophomena* rencontrés dans les grès de Molodova sur plusieurs points. La caractéristique principale de cette espèce est constituée par les ondulations menues et serrées qui traversent circulairement la surface de la coquille et auxquelles participent aussi bien les côtes principales que les côtes secondaires.

Nous l'avons rencontrée dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova, Comarova et Polivanov Jar.

Strophomena Assmussi VERNEUIL

Pl. XII. Fig. 20—21

La coquille presque plate présente un contour semi-elliptique. Le petit crochet est un peu proéminent. De minces striures sillonnent sans interruption la surface de la coquille, de la pointe du crochet aux bords paléaux, sans bifurquer. On rencontre, intercalées parmi quelques striures plus épaisses, dont le nombre varie de 20 à 30, aussi d'autres stries plus minces qui, dans la zone plus mûre de la coquille, atteignent la grosseur des striures principales. Ordinairement, dans la partie jeune de la coquille, 3 à 6 stries secondaires alternent avec une strie principale.

En comparant les spécimens du Dniester aux originaux de BARRANDE de *Strophomena pseudo-loricata*, nous n'avons trouvé aucune différence entre elles, de même qu'il est impossible de différencier ces formes de la *Strophomena Assmussi* (VERN.) des couches esthoniennes. Nous considérons donc que toutes ces formes ne constituent qu'une seule et même forme et donnons la priorité à la dénomination de VERNEUIL.

Elle est commune dans les grès de Molodova à Comarova, Polivanov Jar et Molodova.

Modiolopsis incrassata EICHW.

Pl. XII. Fig. 22—23

Les grandes coquilles piriformes, aux parois épaisses, mesurent de 8 à 10 cm en longueur et de 6 à 7 cm en largeur. La profondeur des valves oscille entre 4,2 et 5,7 cm.

Cette espèce est commune dans les grès supérieurs ordoviciens de Comarova et Polivanov Jar.

Institutul Geologic al României

Murchisonia rudis KOKEN

Pl. XI. Fig. 17

Les formes attribuées à cette espèce atteignent des dimensions gigantesques, dépassant 15 cm en longueur. On la rencontre dans les grès de Molodova, à Polivanov Jar et à Molodova.

Holopea reticulata n. f.

Pl. XII. 3—4. Fig. 26 du texte roumain.

Cette forme présente un aspect paludiniforme. Elle est composée de quatre tours, l'un plus jeune que l'autre, chaque tour étant progressivement deux fois plus haut que le précédent. Les sutures sont simples et profondes. La hauteur de la coquille est égale à la largeur du dernier tour, variant de 2,3 à 2,9 cm. L'angle apical varie de 75 à 80°.

La caractéristique principale de l'espèce consiste dans son ornementation, formée par un réseau proéminent sculpté sur la surface extérieure de la coquille, dans le genre d'un filet aux mailles plus ou moins régulièrement hexagonales (fig. 26). Les alvéoles, enfermées entre les mailles de ce filet, atteignent une profondeur de 1 à 0,7 mm et un diamètre variant de 2 à 5 mm. L'épaisseur des parois séparatrices des alvéoles est de 1 à 0,5 mm, toutes ces variations étant en rapport avec l'âge et les dimensions de la surface des tours.

On a rencontré cette espèce en plusieurs exemplaires dans les couches supérieures de grès à Molodova.

Discoceras antiquissimum (EICHW.)

Pl. XII. Fig. 6

A en juger d'après les dimensions, le rapport entre les spires et le caractère des lignes de suture, le spécimen figuré se rapproche de la forme décrite par EICHWALD sous la dénomination de *Clymenia antiquissima.*

Nous en avons trouvé un seul exemplaire dans les grès de Molodova, à Polivanov Jar.

Illaenus Roemeri VOLBORTH.

Pl. XI. Fig. 29

Le type bessarabien se rapproche plutôt de celui que HOLM indique à la fig. 14 de son ouvrage et provient d'Oddolen de l'horizon F_1.

Chez nous on rencontre ce type dans les grès ordoviciens à Comarova, Molodova et Polivanov Jar.

Institutul Geologic al României

Illaenus angustifrons var. *depressa* HOLM.

Le pygidium de notre forme est semi-ovale, légèrement bombé, deux fois plus large que long. La doublure en largeur occupe presque un quart de la longueur du bouclier.

Les formes du Dniester semblent se rapprocher en même temps aussi des types du bassin de Kuznetsk, décrits par V. WEBER comme étant l'*Ill.* aff. *dalecarlicus* WARB.

Cette forme a été rencontrée dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova et Polivanov Jar.

Calymmene (*Pharostoma*) *pulchra* BEYR.

Pl. XI. Fig. 20—21. Pl. XII. Fig. 9

Les restes attribués à cette forme ont été comparés aux formes originales de BARRANDE, à la *C. pulchra*, et trouvés très ressemblants, particulièrement en ce qui concerne les exemplaires provenant des concrétions de Lodenice.

Il n'existe, paraît-il, pas de grande ressemblance entre cette forme et la *Pharostoma leptaenarum* TORNQ. des couches supérieures de l'horizon à *Leptaena* de Dalarne.

Sur le Dniester elle a été rencontrée en quelques exemplaires dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova.

Proëtus cfr. *modestus* TORNQUIST

Pl. XI. Fig. 10

Le seul spécimen dont nous disposions, représenté par la glabelle et provenant des grès supérieurs ordoviciens de Molodova, quoique fort semblable au *P. modestus* TORNQ., ne nous permet pas de nous prononcer en toute sûreté quant à son identité. Il présente un contour sub-trapézoïdal aux angles complètement arrondis, est modérément enflé, plus étroit dans sa partie frontale et plus large vers sa base. Les lobes latéraux sont faiblement esquissés par des fosses obliques, presque superficielles. L'anneau occipital est proéminent et clairement délimité par une fosse occipitale profonde et étroite.

Il ne diffère du *Pr. modestus* TORNQ. que par le seul fait que la zone préglabellaire du limbe est un peu plus développée.

Lichas laciniatus WAHLENBERG

Pl. XI. Fig. 18

Le pygidium présente un contour subtriangulaire, étant plus large que long. Le petit axis, composé de trois segments, est terminé par une pièce

Institutul Geologic al României

postaxiale, légèrement convexe. Les plèvres sont séparées de manière accentuée par de larges fossés, peu profonds. La première et la seconde paire de plèvres sont terminées par des sommets effilés, distancés et extérieurement peu proéminents.

Plusieurs exemplaires en ont été trouvés en Bessarabie dans les grès supérieurs ordoviciens de Molodova.

Lichas affinis ANG.

Pl. XI. Fig. 13, 25

Diffère du *Lichas laciniatus* WAHL., avec lequel il présente une certaine ressemblance à première vue, par le fait qu'il a un contour plus arrondi, qu'il est plus plat, que les fosses pleurales sont plus étroites et les plèvres plus larges. L'axis pygidial est moins proéminent et la pièce postaxiale est moins prononcée. Toutes ces différences amènent un rapprochement plus accentué de l'individu avec le *L. affinis* ANG.

Nous l'avons rencontré dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova.

Lichas Eichwaldi NIESZKOWSKI

Pl. XI. Fig. 22—24

Le lobe médian de la glabelle est aminci dans la partie du milieu, tandis que les lobes latéraux supérieurs sont amincis à la base. Deux petits lobes accessoires, de forme trapézoïdale, sont disposés sur la fosse occipitale et à la base des deux lobes latéraux supérieurs.

Le pygidium est légèrement enflé et presque une fois et demie plus large que long. Le rachis est prononcé et bombé de manière uniforme. Les plèvres, faiblement délimitées, proéminent légèrement en dehors par leurs têtes effilées, de sorte que les bords du pygidium sont dentelés.

On les rencontre dans les grès ordoviciens supérieurs de Molodova.

Platylichas planifrons ANG.

Pl. XI. Fig. 19

On rencontre assez souvent dans les grès de Molodova des impressions pygidiales pouvant atteindre jusqu'à 60 mm en longueur. L'axis, composé de trois anneaux, est court, faiblement convexe et accompagné de trois paires de plèvres pourvues chacune d'une fosse médiane prononcée. Les sommets des plèvres sont effilés et proéminent en dehors. La surface est ornée de tubercules qui font saillie de manière inégale, plus rapprochés à certains endroits, plus espacés à d'autres.

Nous avons rencontré cette forme dans les grès supérieurs ordoviciens à Molodova et Comarova.

Institutul Geologic al României

Platylichas cicatricosus LOVÉN

Pl. XI. Fig. 26. XII fig. 5

Pour ce qui est de la forme de Bessarabie, le lobe central est un peu plus large et les lobes latéraux sont un peu plus élevés. Toutefois les rapports entre les diverses parties de la glabelle sont les mêmes que pour la forme du N.

Chez nous on l'a rencontré en plusieurs exemplaires dans les grès de Molodova, à Polivanov Jar.

Chasmops maximus F. SCHMIDT

Pl. XI. Fig. 1—9

Les formes, en général grandes, ont le céphalone suboval, applati à la partie frontale, légèrement convexe et arrondi. La glabelle grande, subtrapézoïdale, a un lobe frontal prononcé, presque triangulaire, délimité par des fosses profondes. Les lobes antérieurs, grands, allongés, qui vont en s'épaississant graduellement du sommet vers la base, sont légèrement tronqués à la partie postérieure. Les lobes latéraux secondaires sont réduits à la forme de petits nodules; les lobes latéraux de base, également petits, un peu plus prononcés que les lobes médians, sont situés dans le voisinage immédiat de la fosse occipitale.

L'hypostome, allongé, a le corps central bombé de manière uniforme. La bordure postérieure est légèrement épaissie, lisse et un peu allongée. La macule est bien distincte; les ailes antérieures de l'hypostome ont un développement prononcé. Le pygidium, modérément convexe, subtriangulaire, un peu applati et allongé dans le sens antérieur et latéral, est composé de 16 à 18 segments. L'axis, légèrement convexe, est délimité par des fosses peu profondes mais distinctes.

Le céphalone aussi bien que la surface du pygidium sont ornés de petits tubercules, inégaux et irrégulièrement dispersés.

Quelques exemplaires provenant des grès de Molodova ont le pygidium un peu plus large et en même temps plus court que ce n'est le cas pour la forme typique, se rapprochant de l'exemplaire de SCHMIDT de Spitham.

Le *Ch. maximus* SCHM. est la forme la plus commune dans les grès de Molodova. On la rencontre en de nombreux spécimens à Molodova, Comarova, Polivanov Jar et Resteu-Atachi.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 585

I-ère PARTIE

DESCRIPTION DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES AFFLEURANT SUR LA RIVE ROUMAINE DU DNIESTER 587

II-ème PARTIE

STRATIGRAPHIE

I. *Les formations ordoviciennes de la rive roumaine du Dniester* 590
1. Les grès de Cosăuţi 590
2. Les schistes verts 592

Le complexe supérieur de couches ordoviciennes (Baie d'Atachi)

3. Les grès schisteux d'Atachi (définition, faune et âge) 593
4. Les schistes de Naslavcea (Répartition et caractères généraux; la faune; les phosphorites; les intercalations bitumineuses; l'âge des schistes de Naslavcea et les conditions physico-géographiques dans lesquelles ils se sont développés) 595
5. Les grès de Molodova (caractères généraux; faune; analyse de la faune: caractères généraux, les correlations de la faune avec la faune des divers horizons ordoviciens des pays du nord de l'Europe) l'âge des grès de Molodova; le facies des grès de Molodova 599

II. *Les formations gothlandiennes* 605

Le complexe bessarabien

6. Les couches de Resteu (étude de la faune et position stratigraphique) . 606
7. Les couches inférieures à Coraux et Brachiopodes) 608
a) Les schistes marneux à Strophomènides 609
b) Les schistes calcaires à Favosites 610
La caractéristique générale de la faune des couches inférieures à Coraux et Brachiopodes 611
8. Les couches de Hotin 613
a) Les calcaires dolomitiques (constitution, faune et rapports stratigraphiques) 614
b) Les schistes à Euripterus (caractères généraux, faune et âge) . . . 615
9. Les couches supérieures à Coraux et Brachiopodes (caractères généraux, étude de la faune 616
10. Les couches de Ruhotin (étude de la faune) 621

Institutul Geologic al României

Page

Le complexe bucovinien

11. Les schistes d'Onut (l'analyse de la faune; le facies de l'E à Brachiopodes; le facies de l'W à Céphalopodes et Lamellibranches; caractères du facies et âge des schistes d'Onut) 624

12. Les grès de Babin (l'origine des couches de Babin; la position stratigraphique) 633

III-ème PARTIE

CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Nature et origine du soubassement des sédiments paléozoïques du Bassin moldo-podolique. Différenciation du bassin et son évolution dans la phase inférieure ordovicienne. Les schistes verts de la vallée du Dniester et de la Dobroudja et les éléments «exotiques» des Carpates 638

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la phase moyenne et dans la phase supérieure de l'Ordovicien. La réduction du Bassin moldo-podolique, Baie d'Atachi. Les événements synchrones des régions voisines 642

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la moitié inférieure du Gothlandien. Caractère général de la transgression gothlandienne. Type paléo-zoogéographique des premiers dépôts. Pénétration des formes allochtones. Le Bassin criméo-caucasien et ses liaisons géographiques 644

Evolution du Bassin moldo-podolique dans la phase supérieure du Gothlandien. Caractère lithologique des dépôts. Conditions physico-géographiques comparativement à celles de la fin de l'Ordovicien. La phase finale du Bassin paléozoïque moldo-podolique. 647

CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES GÉNÉRALES

Origine de la Dépression moldo-podolique; caractères bathymétriques du Bassin paléozoïque moldo-podolique; oscillations de niveau; caractère général en tant que province zoogéographique; origine des limites actuelles des dépôts du Bassin paléozoïque moldo-podolique 650

IV-ème PARTIE

LA FAUNE DES GRÈS DE MOLODOVA 654

BIBLIOGRAPHIE 576

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I — *PLANCHE I*

Fig. 1. Complexul de șisturi policolore de lângă Atachi (jud. Soroca).
Le complexe de schistes polychromes, près Atachi (Soroca).

Fig. 2. Complexul de gresii șistoase de deasupra șisturilor policolore dela Atachi (jud. Soroca).
Le complexe de grès schisteux se trouvant au-dessus des schistes polychromes d'Atachi (Soroca).

Fig. 3. Șisturi bituminoase cu fosforite la Naslavcea.
Schistes bitumineux avec phosphorites à Naslavcea.

Fig. 4. Alternanță de șisturi gresoase și argile șistoase paleozoice în malul Nistrului la Cormani (jud. Hotin).
Alternance de schistes gréseux et argiles schisteuses paléozoïques. Berge du Nistru (Dniester) à Cormani (Hotin).

Institutul Geologic al României

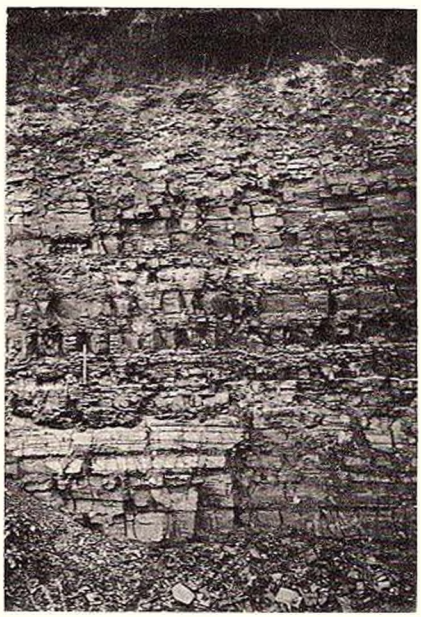


Fig. 1

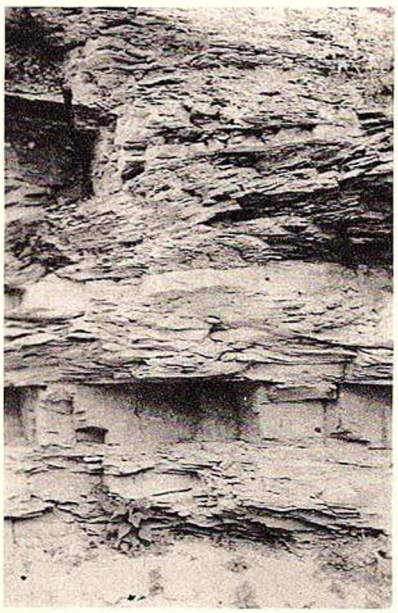


Fig. 2

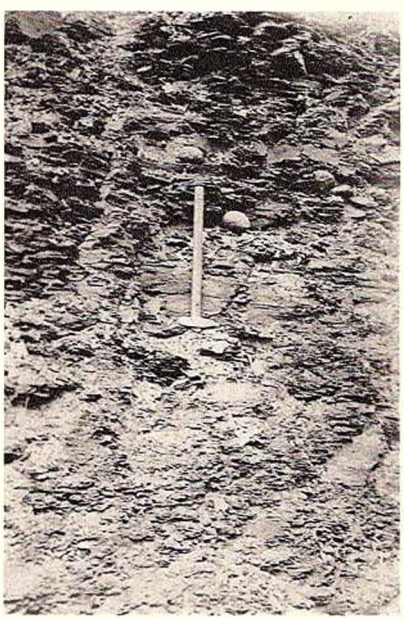


Fig. 3

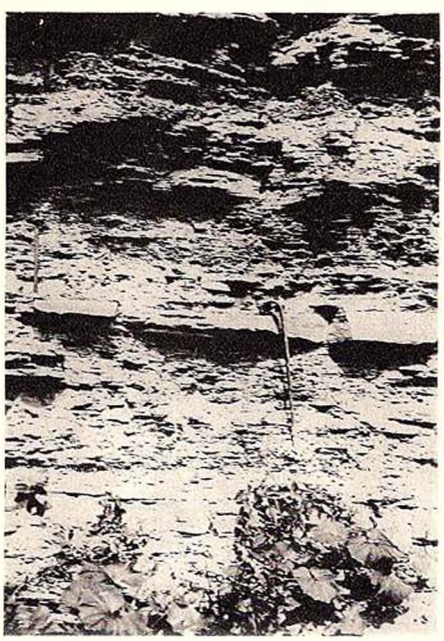


Fig. 4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II — *PLANCHE II*

Fig. 1. Succesiunea stratelor în « Râpa lui Andreicu », la Molodova.
a) Strate cretacice,
b) Gresie paleozoică fosiliferă,
c) Șisturi gresoase nefosilifere.

Succession des couches à « Râpa lui Andreicu », Molodova.
a) *Couches crétacées,*
b) *Grès paléozoïque fossilifère,*
c) *Schistes gréseux dépourvus de fossiles.*

Fig. 2. Strate paleozoice dislocate în împrejurimile Molodovei.
Couches paléozoïques disloquées das les environs de Molodova.

Fig. 3. Strate paleozoice înclinate spre NW în « Râpa lui Martin », la Molodova.
Couches paléozoïques plongeant au NO à « Râpa lui Martin », Molodova.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

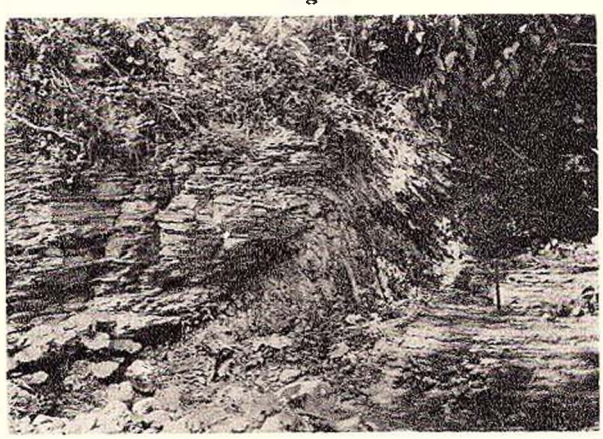


Fig. 2

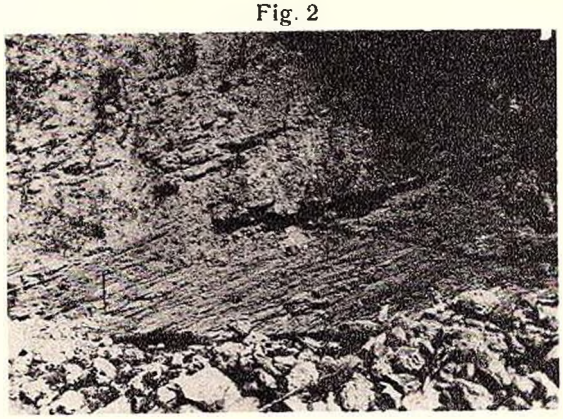


Fig. 3

Institutul Geologic al României

PLANŞA III — *PLANCHE III*

Fig. 1. Contactul între marnele calcaroase (Stratele de Resteu) (*a*) şi gresiile cu *Chasmops* (Gresiile de Molodova) (*b*) în « Râpa Satului », la Molodova.

Contact entre les marnes calcaires (*Couches de Resteu*) (a) *et les grès à* Chasmops. (*Grès de Molodova*) (b) *à « Râpa Satului », Molodova.*

Fig. 2. Dislocaţie verticală în stratele paleozoice de lângă Polivanov Iar.

Dislocation verticale dans les couches paléozoïques, près Polivanov Iar.

Fig. 3. Formă de dezagregare în stratele inferioare noduloase cu Corali din Valea Şostului.

Forme de désagrégation dans les couches inférieures, noduleuses, à Coraux de Valea Şostului.

Institutul Geologic al României

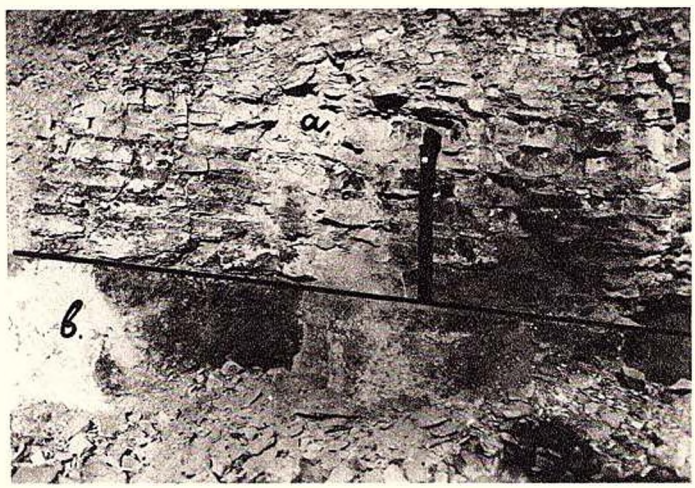


Fig. 1

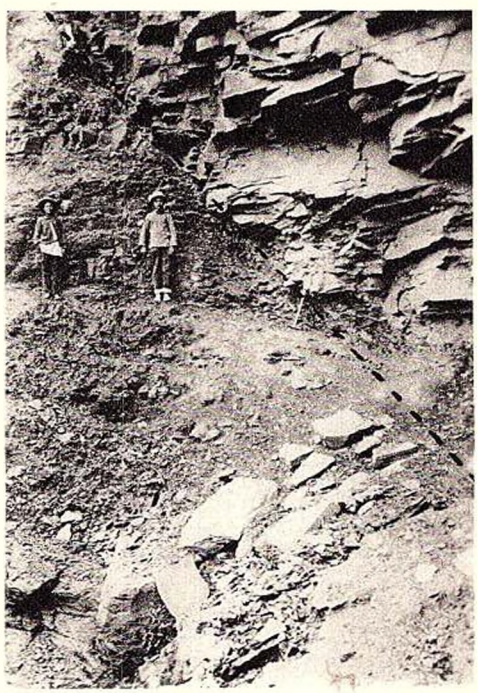


Fig.2

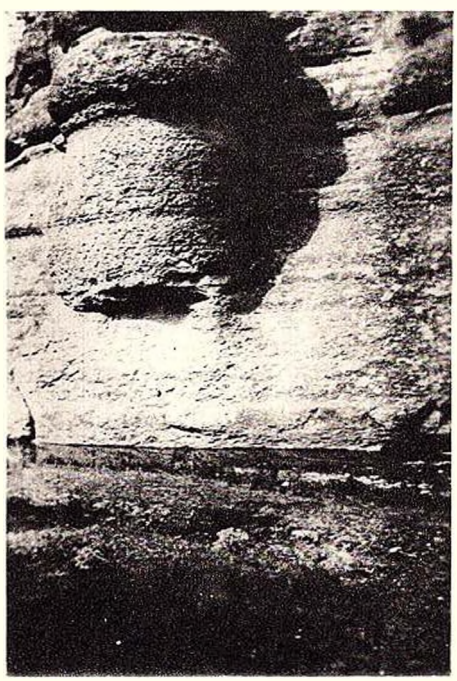


Fig.3

Institutul Geologic al României

PLANŞA IV — *PLANCHE IV*

Fig. 1. Şistozitatea gneisiformă a stratelor din orizontul inferior cu Corali la Conovca (jud. Hotin).

Schistosité gneissiforme des couches de l'horizon inférieur à Coraux. Conovca (Hotin).

Fig. 2. Contactul între şisturile calcaroase (Stratele cu *Eurypterus*) (a) şi calcarele dolomitice (*b*), la Hotin.

Contact entre les schistes calcaires (*Couches à* Eurypterus) (*a*) *et les calcaires dolomitiques* (b), *Hotin.*

Fig. 3. Contactul între şisturile calcaroase (Stratele cu *Eurypterus* (a) şi stratele superioare calcaroase cu Stromatoporide şi Corali (*b*), la Gheorghieuţi (jud. Hotin).

Contact entre les schistes calcaires (*Couches à* Eurypterus (*a*) *et les couches supérieures calcaires à Stromatoporides et Coraux* (b), *Gheorghieuţi* (*Hotin*).

Fig. 4. Contactul între calcarele dolomitice (*a*) şi stratele inferioare cu Corali (*b*), la Hotin.

Contact entre les calcaires dolomitiques (a) *et les couches inférieures à Coraux* (b), *Hotin.*

Institutul Geologic al României

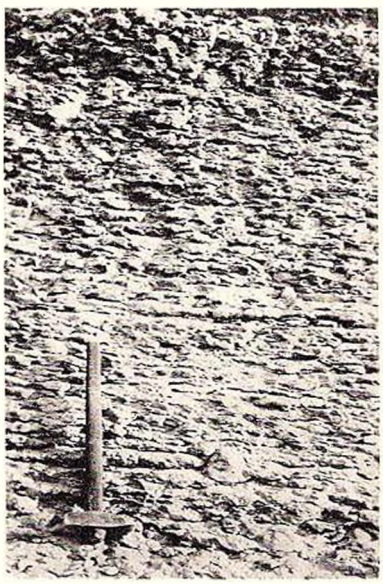


Fig.1

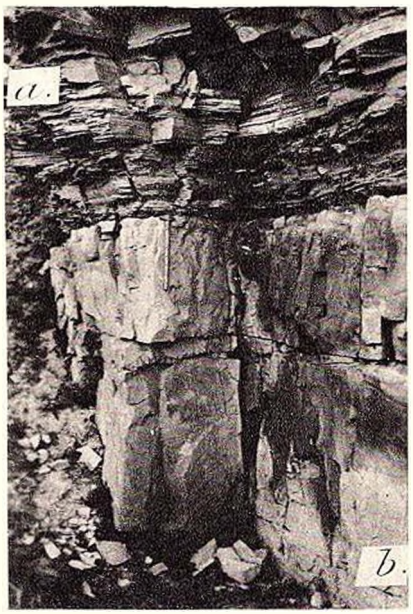


Fig. 2

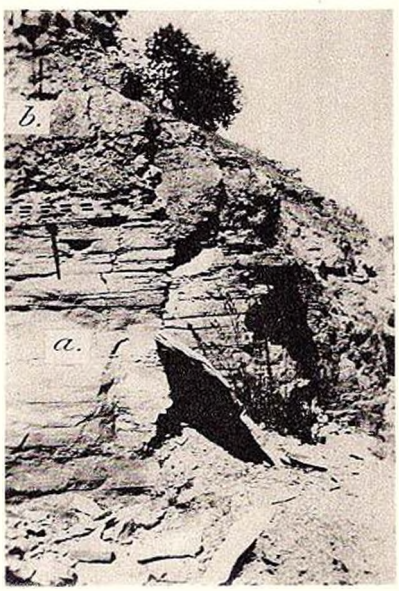


Fig. 3

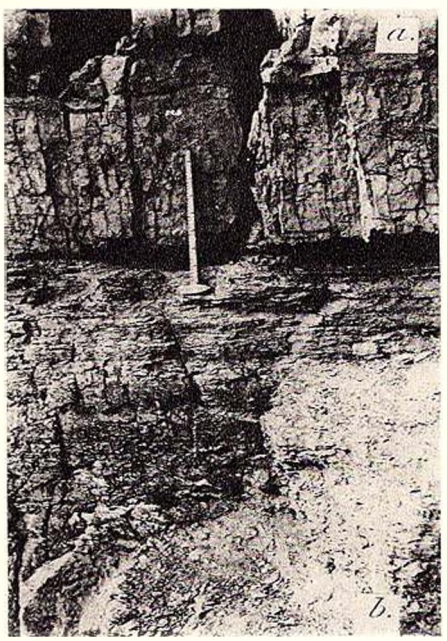


Fig. 4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V — *PLANCHE V*

Fig. 1. Urme de valuri în Gresiile de Atachi. Atachi, jud. Soroca. × : ½.
Ripple-marks sur les grès d'Atachi. Atachi (Soroca). × : ½.

Fig. 2. Aspectul șisturilor argiloase vărgate. Șisturile verzi. Atachi, jud. Soroca. × : ½.
Aspect des schistes argileux rayés. Schistes verts. Atachi (Soroca). × : ½.

Fig. 3. Urme problematice în Gresiile de Atachi. Atachi, jud. Soroca. × : ½.
Traces douteuses sur les grès d'Atachi (Soroca) × : ½.

Fig. 4. Urme de viermi în Gresiile de Molodova. Polivanov Iar, jud. Hotin. × : ½.
Pistes de vers sur les grès de Molodova. Polivanov Iar, Hotin. × : ½.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

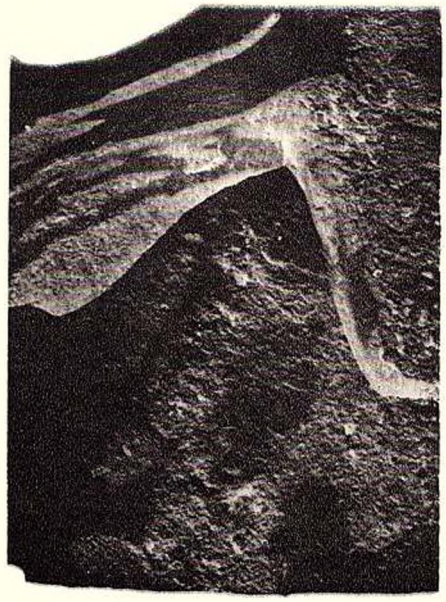


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Institutul Geologic al României

PLANŞA VI — *PLANCHE VI*

Fig. 1. Aglomerat de fosforite mici sudate. Şisturile de Naslavcea. Naslavcea (jud. Soroca). × : 1.

Agglomérat de petites phosphorites soudées. Schistes de Naslavcea . Nasavlcea (Soroca). × : 1.

Fig. 2. Aglomerări de *Spirifer elevatus*, DALM. var. *inchoans* (Barr.) în Şisturile de Onut. Vadul Nistrului (Bucovina). × : 1.

Groupe de Spirifer elevatus DALM. *var.* inchoans (*Barr.*) *dans les Schistes d'Onut. Vadul Nistrului* (*Bucovina*). × : 1.

Fig. 3. O jumătate de fosforit din Şisturile de Naslavcea, pentru a se vedeà structura radiară şi crăpătura centrală umplută cu calcită secundară. Neporotova (jud. Hotin). × : 1.

Demie phosphorite des Schistes de Naslavcea. On y voit la structure radiée et la fente centrale remplie de calcite secondaire. Neporotova (*Hotin*). × : 1.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

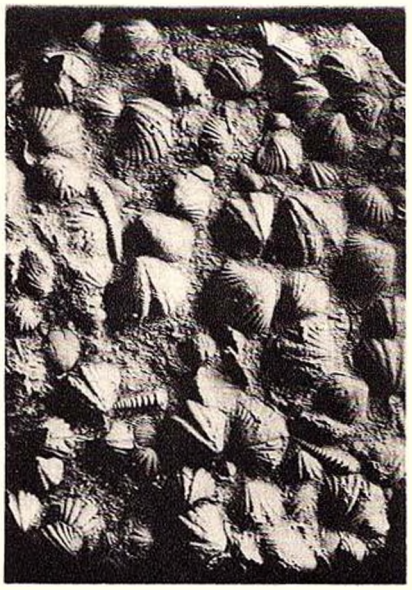


Fig. 2

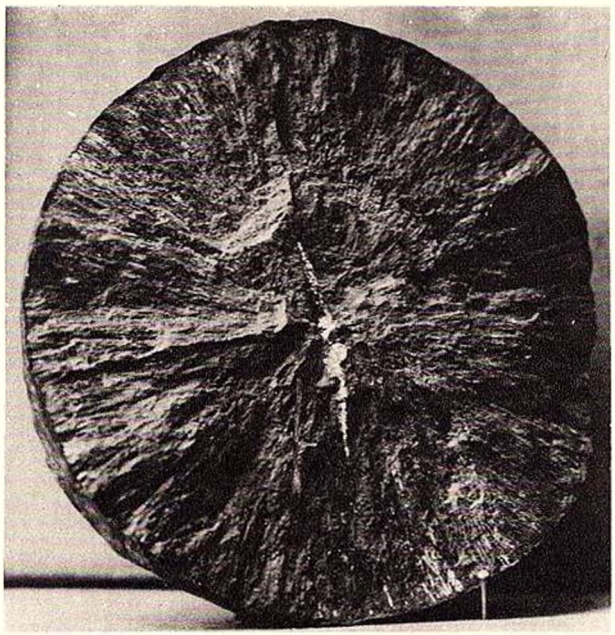


Fig. 3

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII — *PLANCHE VII*

Fig. 1. Smalț și crăpături de uscare pe suprafața stratelor. Șisturile cu *Eurypterus*. Hotin. × : 1.

Email et fentes de dessiccation à la surface des couches. Schistes à Eurypterus. *Hotin.* × : 1.

Fig. 2. *Eurypterus Fischeri* EICHW. Șisturile cu *Eurypterus*. Conovca (jud. Hotin). × : 1.

Eurypterus Fischeri EICHW. *Schistes à* Eurypterus. *Conovca, (Hotin).* × : 1.

Fig. 3. Formațiune de tipul « Cone-in-cone », văzută dela bază. Șisturile de Naslavcea. Naslavcea (jud. Soroca). × : 1.

Formation du type « Cone-in-cone » vue du côté basal. Schistes de Naslavcea. Naslavcea (Soroca). × : 1.

Fig. 4. Același bloc, văzut la suprafață. × : 1.

Même bloc, vu à la surface. × : 1.

Institutul Geologic al României



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII — *PLANCHE VIII*

Fig. 1. *Stromatopora* sp. în asociație cu *Aulopora repens* ROEM. Stratele superioare cu Corali. Măcăreuca (jud. Hotin). × : 2/3.

Stromatopora *sp. associée à* Aulopora repens ROEM. *Couches supérieures à Coraux Măcăreuca* (*Hotin*). × : 2/3.

Fig. 2. Aglomerat de Stromatoporide, Corali și Bryozoare. Stratele superioare cu Corali Gura Șostului (jud. Hotin). × : 2/3.

Agglomérat de Stromatoporidés, Coraux et Bryozoaires. Couches supérieures à Coraux. Gura Șostului (*Hotin*). × : 2/3).

Institutul Geologic al României



Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA IX — *PLANCHE IX*

Fig. 1. Lumachel calcaros cu *Leperditia tyraica* SCHM. Şisturile de Onut. Repujineţ (Bucovina). × : 2/3.

Lumachelle calcaire à Leperditia tyraica SCHM. *Schistes d'Onut. Repujineţ (Bucovine.* × : 2/3).

Fig. 2. Aglomerări de *Tentaculites ornatus* SOW. Şisturile de Onut. Vadul Nistrului (Bucovina). × : 1.

Plaque à Tentaculites ornatus SOW. *Schistes d'Onut. Vadul Nistrului (Bucovine).* × : 1.

Fig. 3. Lumachel de *Mutationella podolica* (SIEM.). Şisturile de Onut. Vadul Nistrului (Bucovina). × : 1.

Lumachelle à Mutationella podolica SIEM. *Schistes d'Onut. Vadul Nistrului (Bucovine).* × : 1.

Fig. 4. Lumachel de *Strophonella Dutertrii* MURCH. var *Siemiradzkii* nov. var. şi entroce de Crinoide. Şisturile de Onut. Vadul Nistrului (Bucovina). × : 1.

Lumachelle à Strophonella Dutertrii MURCH. *var* Siemiradzkii *nov. var et entroques de Crinoidées. Schistes d'Onut. Vadul Nistrului (Bucovine).* × : 1).

Institutul Geologic al României



Fig. 1

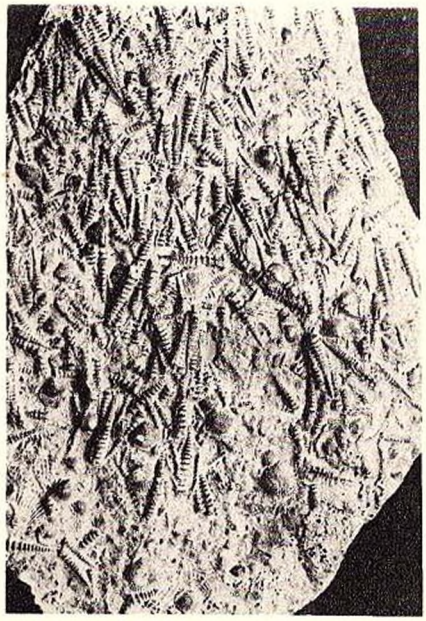


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Institutul Geologic al României

PLANŞA X — *PLANCHE X*

Fig. 1. Breccie osoasă de Placodermi în stratele superioare de gresie roşie. Babin (Bucovina). × : 2/3.

Brèche osseuse à Placodermes. Couches supérieures de grès rouge. Babin (Bucovine). × : 2/3.

Fig. 2. Aglomerări de Lamellibranchiate în intercalaţiunile calcaroase ale Şisturilor de Onut. Zviniace (Bucovina). × : 1.

Agglomérats de Lamellibranches dans les intercalations calcaires des Schistes d'Onut. Zviniace (Bucovine). × : 1.

Fig. 3. Aglomerare de *Lingula cornea* SOW. în intercalaţiunile calcaroase ale Şisturilor de Onut. Pe partea inversă a blocului se află impresiunea scutului dorsal de *Pteraspis podolicus* ALTH. Crisceatec (Bucovina). × : 1.

Agglomérat de Lingula cornea SOW. *dans les intercalations calcaires des Schistes d'Onut. A l'envers du bloc impression d'une carapace thoracique de* Pteraspis podolicus ALTH. *Crisceatec (Bucovine).* × : 1.

Institutul Geologic al României



Fig 1

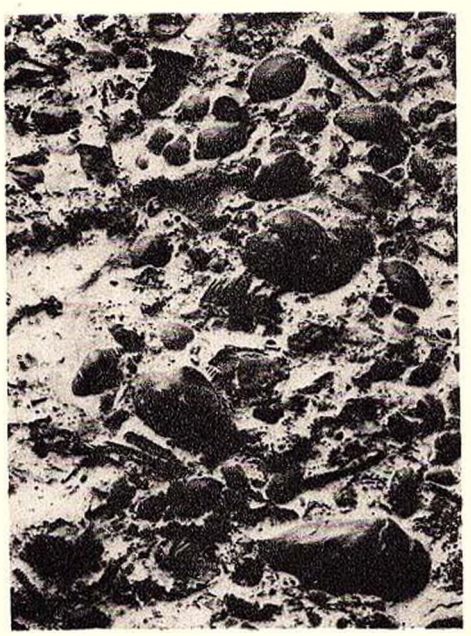


Fig. 2



Fig. 3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XI — *PLANCHE XI*

Chasmops maximus SCHM.

1. Impresiunea glabelei. × : 4/3. Polivanov Iar.
   Empreinte de la glabelle. × : 4/3. *Polivanov Iar.*
2. Cranidiu văzut de deasupra. × : 2. Molodova.
   Cranidium vu au-dessus. × : 2. *Molodova.*
3. Acelaş exemplar văzut lateral. × : 2.
   Le même vu de côté. × : 2.
4. Impresiunea hyppostomului. × : 1. Molodova.
   Empreinte de l'hyppostome. × : 1. *Molodova.*
5. Pygidiu. × : 1. Molodova.
   Pygidium. × : 1. *Molodova.*
6. Cranidiu incomplet pe care se vede ornamentaţia externă. × : 2. Comarova.
   Cranidium incomplet; on y voit les ornements extérieurs. × : 2. *Comarova.*
7. Hyppostom. × : 1. Molodova.
   Hyppostome. × : 1. *Molodova.*
8. Cranidiu. × : 1 Polivanov Iar.
   Cranidium. × : 1 *Polivanov Iar.*
9. Cranidiu. × : 3/4. Molodova.
   Cranidium. × : 3/4. *Molodova.*

Proetus cfr. *modestus.* TORNQ.

10. Cranidiu. × : 3. Comarova.
    Cranidium. × : 3. *Comarova.*

Platylichas sp.

11. Partea posterioară a hyppostomului. × : 1. Molodova.
    Partie postérieure de l'hippostome. × : 1. *Molodova.*

Thalograptus cfr. *Ramulus* ÖPIK.

12. Impresiunea unei colonii. × : 1. Molodova.
    Empreinte d'une colonie. × : 1. *Molodova.*

Lichas aff. *afinis.* ANG.

13. Impresiunea pygidiului. × : 1. Comarova.
    Empre nte du pygidium. × : 1. *Comarova.*

Pterygometopus sp.

14. Pigidiu. × : 3/4. Comarova.
    Pygidium. × : 3/4 *Comarova.*

Institutul Geologic al României

Streptelasma europaeum ROEM.

15. Impresiunea lăuntrică a caliciului. × : 1. Molodova.
Empreinte intérieure du calice. × : 1. *Molodova.*

16 Coralit. × : 1. Comarova.
Coralite. × : 1. *Comarova.*

Murchisonia rudis KO.

17. Mulaj intern. × : 2/3. Polivanov Iar.
Moule interne. × : 2/3. *Polivanov Iar.*

Lichas laciniatus WAHL.

18. Impresiunea unui pygidiu. × : 1. Molodova.
Empreinte d'un pygidium. × : 1. *Molodova.*

Platylichas palnifrons ANG.

19. Mulaj pozitiv în ceară după impresiunea unui pygidiu. × : 1. Molodova.
Moule positif en cire d'après l'empreinte d'un pygidium. × : 1. *Molodova.*

Calymmene (Pharostoma) pulchra BEYR.

20. Cranidiu. Impresiune. × : 1. Molodova.
Cranidium. Empreinte. × : 1. *Molodova.*

21. Pygidiu. × : 1. Molodova.
Pygidium. × : 1. *Molodova.*

Lichas eichwaldi NIESZK.

22. Impresiunea părţii posterioare a cranidiului. × : 1. Molodova.
Empreinte de la partie postérieure du cranidium. × : 1. *Molodova.*

23. Pygidiu. Impresiune. × : 1. Molodova.
Pigidium. Empreinte. × : 1. *Molodova.*

24. Impresiunea unui cranidiu. × : 1. Molodova.
Empreinte d'un cranidium. × : 1. *Molodova.*

Lichas affinis ANG.

25. Pygidiu. Impresiune. × : 1. Molodova.
Pygidium. Empreinte. × : 1. *Molodova.*

Platylichas cicatricosus LOVÉN.

26. Cranidiu. × : 3/2. Molodova.
Cranidium × : 3/2 *Molodova.*

Palaeocystites bessarabianum n. f.

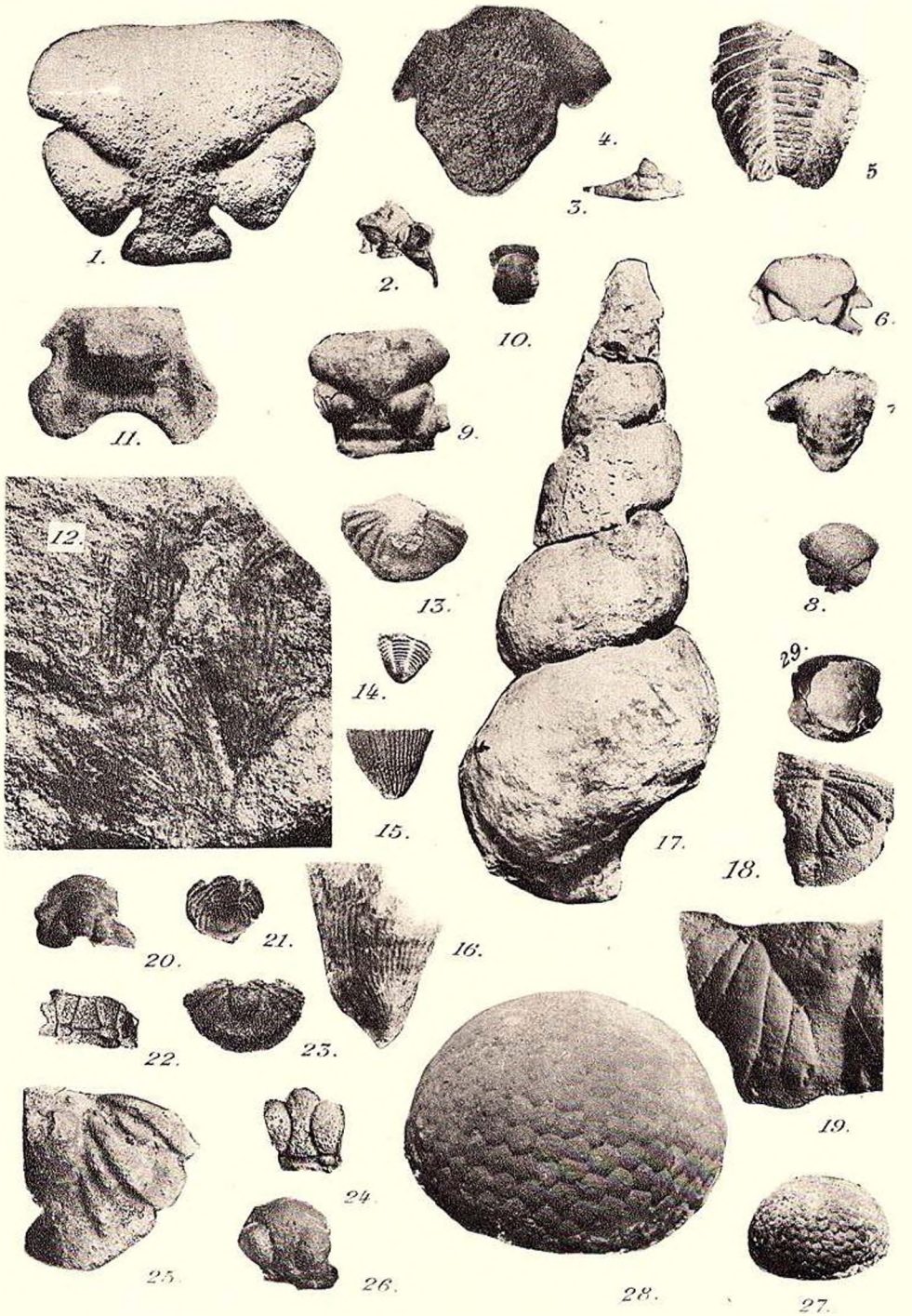
27. Un exemplar în mărime naturală. Molodova.
Grandeur naturelle. Molodova.

28. Acelaş exemplar. × : 3.
Le même × : 3.

Illaenus Roemeri VOLB.

29. Cranidiu. × : 4/3. Polivanov Iar.
Cranidium. × : 4/3. *Polivanov Iar.*

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XII — *PLANCHE XII*

Subulites sp.

1. Tipar lăuntric, văzut despre partea dorsală. × : 4/3. Molodova.
   Moule interne, vu de la partie dorsale. × : 4/3. *Molodova.*
2. Acelaș exemplar văzut dinspre partea ventrală. × : 4/3.
   Le même vu de la partie ventrale. × : 4/3.)

Holopea reticulata n. f.

3. Tipar intern, văzut dinspre partea dorsală. × : 1. Molodova.
   Moule interne, vu du coté dorsal. × : 1. *Molodova.*
4. Tipar pozitiv în ceară după impresiunea negativă externă a ultimului tur. × : 1. Molodova.

   Moule positif en cire d'après l'empreinte négative extérieure du même tour. × : 1. *Molodova.*

Lichas cicatricosus LOVÉN.

5. Cranidiu. × : 1. Molodova.
   Cranidium. × : 1. *Molodova.*

Discoceras antiquissimum EICHW.

6. Tipar intern. × : 1. Polivanov Iar.
   Moule interne. × : 1. *Polivanov Iar.*

Dawsonoceras annulatum SOW.

7. Tipar intern. × : 1. Molodova.
   Moule interne. × : 1. *Molodova.*

Plectambonites transversalis WAHL.

8. Valva ventrală. × : 1. Polivanov Iar.
   Valve ventrale. × : 1. *Polivanov Iar.*

Calymmene (*Pharostoma*) *pulchra* BEYR.

9. Cranidiu. Impresiune. × : 4/3. Molodova.
   Cranidium. Empreinte. × : 4/3. *Molodova.*

Dalmanella testudinaria DALM.

10. Valva dorsală. × : 1. Comarova.
    Valve dorsale. × : 1. *Comarova.*
11. Valva ventrală. × : 1. Molodova.
    Valve ventrale. × : 1. *Molodova.*

Institutul Geologic al României

Strophomena corrugatella DAV.

12. Valva dorsală. Tipar pozitiv în ceară. × : 4/3. Polivanov Iar.
Valve dorsale. Moule positif en cire. × : 4/3. *Polivanov Iar.*

Platystrophia biforata SCHL. var. *fissicostata* MC. COY.

13. Un exemplar văzut dinspre valva dorsală. × : 1. Polivanov Iar.
Echantillon vu de la valve dorsale. × : 1. *Polivanov Iar.*

14. Partea frontală a sinusului. × : 1. Polivanov Iar.
Partie frontale du sinus. × : 1. *Polivanov Iar.*

15. Valva ventrală. × : 1. Polivanov Iar.
Valve ventrale. × : 1. *Polivanov Iar.*

16. Tipar intern al scoicii, văzut dinspre partea posterioară. × : 1. Polivanov Iar.
Moule interne de la coquille, vu de la partie postérieure. × : 1. *Polivanov Iar.*

17. Valva dorsală. Mulaj intern. × : 1. Molodova.
Valve dorsale. Moule interne. × : 1. *Molodova.*

Orthis calligramma DALM. var. *virgata* SOW.

18. Valva ventrală. Mulaj intern. × : 1. Polivanov Iar.
Valve ventrale. Moule interne. × : 1. *Polivanov Iar.*

19. Valva ventrală. × : 1. Polivanov Iar.
Valve ventrale. × : 1. *Polivanov Iar.*

Strophomena assmussi VERN.

20. Impresiune pozitivă în ceară a valvei ventrale. × : 1. Comarova.
Empreinte positive en cire de la valve ventrale. × : 1. *Comarova.*

21. Valva ventrală. × : 1. Molodova.
Valve ventrale. × : 1. *Molodova.*

Modiolopsis incrassata EICHW.

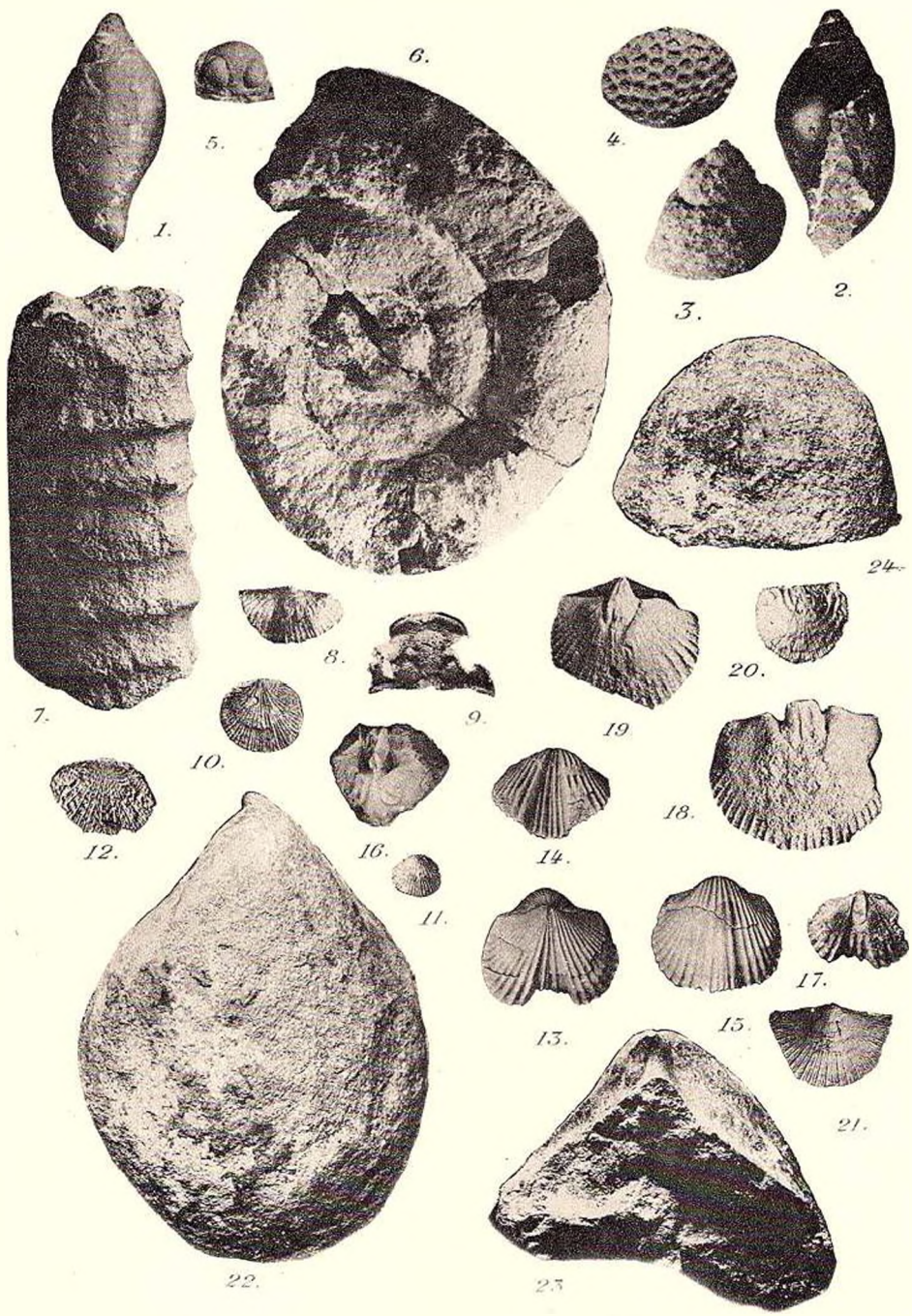
22. Tipar intern al valvei stângi. × : 1. Comarova.
Moule interne de la valve gauche. × : 1. *Comarova.*

23. Acelaș exemplar, văzut dinspre partea cardinală. × : 1.
Le même échantillon, vu du coté cardinal. × : 1.

Esthonipora communis BASSL.

24. Zoarium văzut lateral. × : 1. Polivanov Iar.
Zoarium vu latéralement. × : 1. *Polivanov Iar.*

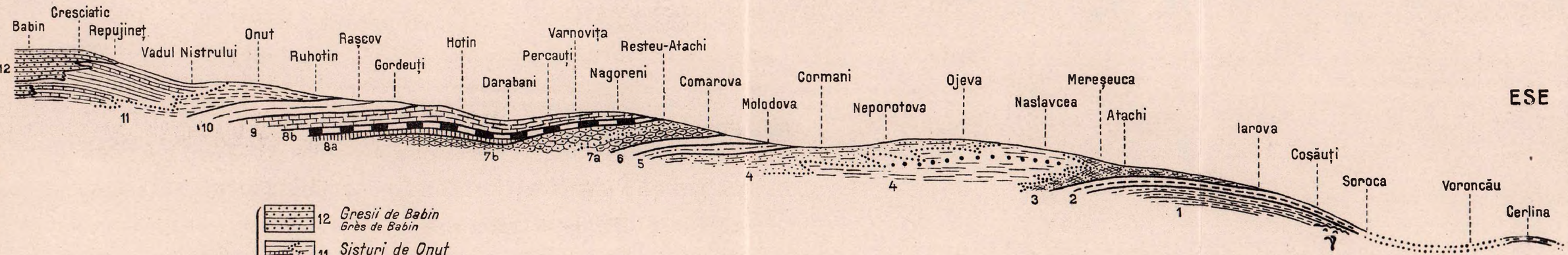
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PROFIL SCHEMATIC AL SILURIANULUI DIN MALUL DREPT AL NISTRULUI DELA BABIN – CERLINA

COUPE SCHEMATIQUE DU SILURIEN
DE LA RIVE DROITE DU NISTRU A BABIN – CERLINA



GOTLANDIAN
GOTLANDIEN

- 12 *Gresii de Babin* — *Grès de Babin*
- 11 *Șisturi de Onut* — *Schistes d'Onut*
- 10 *Strate de Ruhotin* — *Couches de Ruhotin*
- 9 *Stratele superioare cu Corali* — *Couches supérieures à Coraux*
- 8b *Șisturi cu Eurypterus* — *Schistes à Eurypterus*
- 8a *Calcaruri dolomitice* — *Calcaires dolomitiques*
- 7b *Șisturi noduloase cu Favosites* — *Schistes noduleux à Favosites*
- 7a " " " *Strophomenide* — " " " à *Strophomenides*
- 6 *Strate de Resteu* — *Couches de Resteu*

ORDOVICIAN
ORDOVICIEN

- 5 *Grezuri de Molodova* — *Grès de Molodova*
- 4 *Șisturi de Naslavcea* — *Schistes de Naslavcea*
- 3 *Gresii de Atachi* — *Grès d'Atachi*
- 2 *Șisturi verzi* — *Schistes verts*
- 1 *Gresii de Cosăuți* — *Grès de Cosăuți*

SCARA LUNGIMILOR
ECHELLE DES LONGUEURS
0 10 20 40 60 80 100 km.

SCARA INĂLȚIMILOR
ECHELLE DES HAUTEURS
0 100 200 300 400 500 m.

γ *Granit*

Linia de separație a faciesurilor
Ligne de séparation des faciès

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

ERRATA

Pag. 18 rândul 7 de sus, a se adăuga: (forme ce pot fi raportate la Toucasia carinata)
» 22 » 17 » » în loc de sedimeutare, a se citi sedimentare
» 25 » 2 » jos » » » Almaşului » » » Almăjului
» 26 » 11 » sus » » » » » » » »
» 34 » 14 » » » » » precis » » » precisă
» 34 » 18 » » » » » flilonaşe » » » filonaşe
» 48 în coloana 5 a tabloului în loc de caincluz. a se citi ca incluz.
» 58 rândul 2 de jos în loc de atunc- a se citi atunci
» 69 » 1 » sus » » » patratice » » » pătrate
» 84 » 11 » jos » » » prezintăfine » » » prezintă fine
» 85 » 6 » sus » » » trec epeste » » » trece peste
» 157 » 11 » jos » » » patratice » » » pătrate
» 184 » 4 » sus » » » » » » » »
» 184 » 25 » » » » » » » » » »
» 199 » 1 » » » » » ma » » » mai
» 203 » 9 » » » » » fenomenel estudiate, a se citi fenomenele studiate
» 222 » 3 » jos » » » patratice, a se citi pătrate

Page 268 ligne 7 en haut, au lieu de W lire E
» 278 » 22 » » ajouter avant le mot Toucasia : « formes pouvant être rapportées à »
Page 279 ligne 15 en bas au lieu de ouă lire Nouă
» 280 » 15 » » » » » i » Ni
» 305 » 2 » haut » » » feldpath lire feldspath
» 306 » 11 » » » » » dela lire de la
» 329 » 17 » » » » » dansla lire dans la
» 424 » 1 » bas » » » 425 lire 243

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României